

А К А Д Е М И Я Н А У К С О Ю З А С С Р

Т Р У Д Ы
ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

ВЫПУСК 33. СЕРИЯ ИНЖЕНЕРНОЙ ГЕОЛОГИИ (№ 4)

А. Е. ФЕДОСОВ

**МЕХАНИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В ГРУНТАХ
ПРИ ЗАМЕРЗАНИИ В НИХ ЖИДКОЙ ФАЗЫ**

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

А. Е. ФЕДОСОВ

МЕХАНИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В ГРУНТАХ ПРИ ЗАМЕРЗАНИИ В НИХ ЖИДКОЙ ФАЗЫ

ВВЕДЕНИЕ

Основной темой, подлежащей рассмотрению в данной работе, является вопрос о механических процессах, которые происходят в грунтах при замерзании их жидкой фазы. Иначе говоря, ставится вопрос о механическом действии внутренних сил в замерзающем грунте, о происходящих в связи с этим деформациях, которые являются внешним выражением работы внутренних сил грунта при замерзании.

Успешное решение поставленного в таком виде вопроса, помимо теоретического интереса, имеет также существенное практическое значение, так как действие сил замерзания в ряде случаев приводит к нарушению сплошности грунта, сопровождающемуся резким снижением его несущей способности после оттаивания. Это обстоятельство приобретает исключительное важное значение при использовании грунтов в инженерных целях, в условиях смены отрицательных и положительных температур.

Как показывают наблюдения, не все грунты и не во всех случаях несут на себе следы механической работы сил, вызванных к действию явлением замерзания, т. е. переходом грунта от положительных температур к отрицательным. Например, сухие крупнозернистые грунты (крупнозернистые пески, гравий, щебень) не меняют заметно своих механических свойств в зависимости от того, прошли ли они стадию замерзания, и их несущая способность, как показатель связности грунта, остается величиной практически неизменной для состояний до замерзания и после оттаивания.

Совершенно иначе обстоит дело с грунтом влажным. Достаточно влажные грунты, замерзая, образуют связанную в общее целое массу с повышенной прочностью. По вопросу о прочности мерзлых грунтов имеется, как известно, обширная литература: описаны многочисленные экспериментальные исследования механической прочности замерзших грунтов в зависимости от их влажности, температуры охлаждения, механического состава и т. д. Настоящее же наше исследование выполнено несколько в ином направлении, а именно в направлении выяснения динамики процесса замерзания грунтов, притом главным образом грунтов глинистых, так как в глинистых грунтах при замерзании происходит нарушение сложения твердой фазы, структурные новообразования и, как следствие этого, нарушение устойчивого состояния при оттаивании. Чем же вызываются эти процессы и какова природа работающих при этом внутри грунта сил?

Из общей физики жидких тел известно, что замерзание воды сопровождается увеличением объема, причем это свое аномальное свойство вода проявляет с колоссальной силой, превосходящей в известных случаях прочность металла. Поэтому можно с уверенностью сказать, что именно вода в грунте является основным динамическим фактором, действующим при

замерзании. В виду этого исследованию процессов замерзания влажных грунтов должно сопутствовать подробное изучение явления замерзания их жидкой фазы.

МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ ЛЬДА ПРИ ЗАМЕРЗАНИИ ВОДЫ В ШИРОКОМ СОСУДЕ

Простейший случай замерзания воды представляет замерзание ее в широких сосудах (в том числе и в природных водоемах).

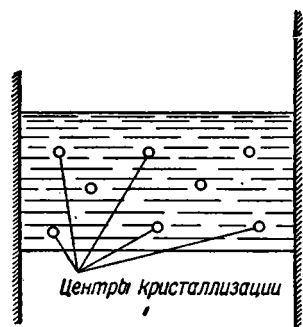
Альтберг (1929), непосредственно наблюдавший начальную стадию образования льда в воде в широком сосуде, говорит, что «начальной стадией образования льда в природе является зарождение центров или ядер, вокруг которых происходит отложение молекул льда» (фиг. 1). Специальными наблюдениями было при этом установлено, что образованию центров кристаллизации предшествует некоторое переохлаждение среды. Для воды в широком сосуде процесс льдообразования проходит очень быстро в границах, близких к 0°C .

«Ядрами кристаллизации» Альтберг назвал тонкие, прозрачные, круглые, с зеркально-гладкой поверхностью тела пластинки, которые становятся видимыми глазу лишь под углом полного внутреннего отражения.

Очевидно, что заключительная стадия льдообразования наступит при переходе всей жидкой среды в твердое состояние, при полном взаимном соприкосновении образований льда, формирующихся вокруг отдельных центров кристаллизации.

Представляет известный теоретический и практический интерес рассмотреть явление замерзания воды, содержащей в себе во взвешенном состоянии посторонние твердые примеси, например твердые минеральные частицы грунта, другими словами — подвергнуть рассмотрению явления замерзания грунтовой суспензии.

Можно допустить, что здесь, как и в случае с чистой водой, замерзание начинается с образования отдельных центров, рассеянных по объему



Фиг. 1. Образование центров кристаллизации льда при замерзании воды в широком сосуде

суспензии и отвечающих наиболее благоприятным для того условиям. В последующую стадию образования льда положение осложняется наличием взвешенных в воде минеральных частиц. Находясь в поле действия сил кристаллизации льда, грунтовые частицы, несомненно, влияют на течение процесса его кристаллизации, так как положение их в воде характеризуется определенным взаимодействием с окружающей средой. Природа этого взаимодействия в настоящее время имеет более или менее правдоподобную теорию. Эта теория основывается на физикохимических свойствах веществ, имеющих различную электрическую полярность (Фегелер, 1938; Матсон, 1934, и др.).

Указанные выше условия кристаллизации льда в грунтовой суспензии, т. е. перехода молекул воды в твердое состояние, по сравнению со случаем замерзания чистой воды, отличаются наличием в воде посторонних твердых элементов, связанных с нею определенным образом. Если силы связи молекул воды с твердыми минеральными частицами окажутся меньшими, чем силы адсорбции молекул воды на поверхности кристаллизующегося льда, то молекулы должны собираться вокруг центров образования льда, отесняя при этом находящиеся в зоне адсорбции твердые минеральные частицы грунта. Иначе говоря, в этом случае при замерзании грунтовой суспензии и превращении ее в твердое состояние не произойдет простой механической фиксации морозом того взаиморасположения твердой и жидкой фаз, которое было к моменту замерзания. Взвешенные твердые частицы при этом

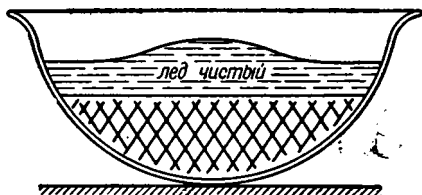
будут перемещаться в направлении от центров кристаллизации, вытесняясь из зоны адсорбции поверхности ледяных образований.

Это явление миграции твердых, взвешенных в воде частиц действительно обнаруживается при рассмотрении замерзшей грунтовой суспензии. Приводим здесь один из соответствующих наших опытов в лаборатории.

Суспензия подмосковной ледниковой глины была налита в фарфоровую чашку диаметром 6—7 см слоем мощностью 1.5 см. Плотность суспензии равнялась 1.04. Чашку с суспензией поместили для замерзания в морозную камеру, где она и находилась до полного замерзания при температуре $-6-8^{\circ}\text{C}$.

В чашке, извлеченной из камеры, сверху на толщину около 0.5 см, был виден слой чистого прозрачного льда. На свободной поверхности его в центре наблюдалось вздутие или бугор, полого спускающийся к краям. Нижняя поверхность слоя представляла горизонтальную плоскость. Далее, вниз, среди сплошной массы льда отчетливо видны были тонкие (толщиной в доли миллиметра) пленки сплотившегося грунта, расположенные во взаимно пересекающихся направлениях и образующие ячейки с прямолинейными контурами, заполненные чистым прозрачным льдом (фиг. 2).

Из этих наблюдений можно сделать следующие заключения. Верхний слой льда, свободный от минеральных частиц грунта, образовался из того слоя воды, из которого за время охлаждения частицы грунта успели выпасть в нижерасположенный слой. В нижних же слоях начавшиеся в отдельных точках образования льда, рассеянные по объему суспензированного осадка среди взвешенных в воде грунтовых частиц, по мере своего роста отжимали последние в стороны и прессовали их затем в виде тонких грунтовых пленок. Таким образом, здесь совершалась работа по перемещению и уплотнению твердой фазы.



Фиг. 2. Перераспределение жидкой и твердой фаз при замерзании грунтовой суспензии

Бугрообразное же вздутие на поверхности свидетельствует о том, что внутри замерзающего объема действовал распор, который вызвал пластическую деформацию льда в сторону наименьшего сопротивления.

Так обстоит дело с замерзанием воды в широком сосуде.

Вода, находящаяся в порах грунта, особенно грунта микродисперсного (каковыми являются глины), весьма сильно отличается по своему строению и физическим свойствам от воды в широком сосуде. Поэтому изложенная выше, довольно простая схема замерзания воды в широком сосуде не может быть целиком перенесена на случаи замерзания воды в узких междучастичных пространствах грунта. Она должна быть прокорректирована за счет тех свойств, которые присущи воде в узких пространствах грунта.

Ниже мы и переходим к рассмотрению аномальных свойств воды в узких пространствах.

АНОМАЛЬНЫЕ СВОЙСТВА ВОДЫ В ГРУНТЕ

Известно, что в лиофильных системах на поверхности раздела фаз происходит явление адсорбции, т. е. сгущения молекул определенного рода, явление специфической ориентировки и поляризации молекул. Система границ раздела между фазами, таким образом, имеет структуру. Это относится и к жидкости. Специальные наблюдения при помощи электронного пучка над каплей ртути и концентрированной серной кислотой обнаружили явление дифракции, свидетельствующее о поверхностных кристаллах в жидкости (Талмуд и Бреслер, 1934).

Природа явления адсорбции воды на поверхности грунтовых частиц, согласно воззрению Фогелера (1938) и других исследователей, связана с электрохимическими явлениями. Даже глинистые частицы, по рент-

гепоскопическим исследованиям, имеют кристаллическую структуру, выраженную вследствие правильного расположения ионов решеткой. Электрические силы ионов, расположенных внутри кристаллической решетки, взаимно уравновешиваются. Ионы же, расположенные в поверхностных участках решетки, с внешней стороны кристалла имеют электрические силы в свободном состоянии. Эти остаточные заряды ионов грунтовых частиц насыщаются ионами противоположных зарядов из грунтового раствора. Вследствие того что молекулы воды имеют биполярный характер, они также притягиваются остаточными зарядами анионов грунтовой частицы или поглощенными ею катионами, причем, в виду различной степени гидратации разных поглощенных катионов, общее количество электрохимически связанной воды будет в разных случаях различно.

Имея в виду биполярный характер молекул воды и то, что последние, ориентируясь под воздействием электрического заряда грунтовой частицы, служат в то же время передатчиком электровозбудительного потенциала от частицы к следующим и следующим молекулам воды, — можно согласиться с мнением отдельных исследователей, что радиус действия поверхностных сил минеральных частиц грунта простирается далеко за пределы мономолекулярного слоя воды. По Б. В. Дерягину (1932), например, образуются цепочки, состоящие из сотен ориентированных молекул, тянущихся от поверхности твердого тела вглубь жидкости, где они обрываются тепловым движением. П. Лазарев (1929) связывает пластические свойства дисперсных систем со свойствами поверхностных слоев, ориентированных в виде частокола молекул, образующих quasi-твердые пленки, толщиной в несколько молекул. Для слюды Б. М. Гохберг (1931) дает адсорбционный слой воды в 20—30 молекул.

Изучая условия взаимодействия воды и минеральной части почвы, М. В. Чапек (1933) установил весьма интересное явление сжатия системы: адсорбированная вода + почва. При этом оказалось, что сжатие такой системы для почв с большой поверхностью достигает величины 1.6 см^2 на 100 г почвы. С другой стороны, многими исследователями было установлено, что взаимодействие воды с твердой фазой на ее поверхности сопровождается тепловым эффектом, т. е. выделением тепла, служащим явным показателем совершающейся при этом работы каких-то молекулярных сил. Эти силы, как это следует из работ ряда ученых, очень велики. Так, например, исходя из теплоты адсорбции или величины сжатия, Гаркинс и Ивинг для воды, адсорбированной на угле, вычисляют давление в 37 000 атм. Для кремнезема Неттиг дает величину этого давления в 17 410 атм. В исследовании Маринеско давление, имеющееся в адсорбционных слоях коллоидных систем, определено в среднем в 200 000 атм. (Думанский и Думанская, 1934). Матсон (1934), определяющий величину сжатия пленочной воды в случае с углем в 20 000 атм., полагает, что теплота смачивания является результатом этого сжатия. Вследствие этих особенностей, которыми сопровождается процесс взаимодействия жидкой и твердой фаз, вполне логичны теоретические заключения отдельных исследователей, что адсорбированные слои воды должны обладать некоторыми свойствами твердого тела. И действительно, специальные лабораторные эксперименты подтверждают эти теоретические выводы. Сошлемся на известные работы Дерягина, непосредственно наблюдавшего упругие свойства отдельного слоя воды. Проведенные в этом направлении опыты заключались в следующем.

Наблюдению подвергался слой воды, заключенный между дном стеклянной кюветы и выпуклой поверхностью стеклянной линзы, подвешенной вертикально. Толщина слоя воды определялась с помощью колец Ньютона. На одной вертикальной оси с линзой находилась грузовая шайба, служившая одновременно для создания электромагнитного силового импульса, приводившего в колебание всю подвешенную систему. Общий вес подвешенной системы составлял около 500 г.

В силу упругости формы слоя воды, заключенного между линзой и дном

кюветы, при создании в подвешенной системе колебательного импульса (включением электротока) появляется вращающий момент, прямо пропорциональный углу поворота системы. Значения модуля сдвига для разной толщины слоя воды, по данным Дерягина, составляют:

Толщина слоя воды в μ	0.089	0.093	0.137	0.150
Модуль сдвига в динах/см ²	1.9×10^8	1.7×10^8	4×10^8	0

Из этих данных видно, что при толщине слоя около 0.15 μ вода обладает упругостью формы и «при толщине слоя в 0.09 μ модуль сдвига воды, примерно, только в 300 раз меньше, чем для свинца» (Дерягин), т. е. в тонких слоях вода приобретает свойства твердого тела.

При производстве своих опытов Дерягин наблюдал еще одно весьма интересное явление, прямо указывающее на то, что тончайшие слои воды обладают значительной прочностью на раздавливание. В описанной выше схеме опыта, при опускании системы на дно кюветы, в которой была обычная дистиллированная вода, обнаружилось, что тяжести подвешенной системы (около 500 г) недостаточно, чтобы вытеснить всю воду из-под линзы и достигнуть ее соприкосновения с дном кюветы. Этому соприкосновению препятствовал слой воды толщиной около 0.5 μ (Дерягин, 1932; Дерягин и Обухов, 1935).

Таким образом, вода, находящаяся в тончайших пространствах между твердыми поверхностями, будучи связанной с последними, приобретает замечательное свойство: **механическую прочность формы**.

Особое физическое состояние воды в малых пространствах определяет и другое ее аномальное свойство, а именно: **способность к переходу в жидкое состояние**.

Опытами Боровик-Романовой установлена определенная температурная депрессия при замерзании воды в тонких капиллярных трубках, т. е. явление переохлаждения воды в этих условиях, причем абсолютная величина температурной депрессии обратно пропорциональна диаметру капилляра.

Приводим соответствующие данные из опытов Боровик-Романовой (1924):

Диаметр капиллярной трубки в мм . .	1.57	0.24	0.15	0.06
Температура замерзания воды в °C . .	—6.4	—13.3	—14.6	—18.5

Таким образом, температура переохлаждения достигала —18.5°C при диаметре капилляра 0.06 мм.

Не менее показательными в этом отношении являются известные опыты М. И. Сумгина по замораживанию воды в тонких пленках (1932). Водные пленки заготавливались искусственно требуемой толщины и представляли собой слои воды, зажатые между хорошо отполированными плоскими стеклянными пластинами. В зажатом между стеклами состоянии они и подвергались охлаждению. Результаты соответствующих наблюдений представлены в табл. 1.

Таблица 1
Результаты замораживания тонких пленок воды

Толщина водной пленки в μ	Условия замораживания		Результат опыта с пленкой
	Температура в °C	Время промораживания	
9.7	От —11 до —16	1 ч.	Перешла в лед
3.2	—4	1 »	Не перешла » »
< 3.0	—16	1 » 35 м.	Перешла » »
1.4	—17	2 »	Не перешла » »
1.4	От —15 до —18	17 »	Перешла » »
1.3—1.4	—5	3 » 40 м.	Не перешла » »

Как наблюдения Боровик-Романовой, так и показатели в опытах Сумгина свидетельствуют о том, что замерзание воды в тонких промежутках происходит при температурах значительно ниже 0°C и что наблюдающаяся температурная депрессия определенным образом зависит от толщины замерзающего слоя. Все это служит дополнительным указанием на повышенную связность молекул жидкой воды в узких пространствах и с достаточной убедительностью может быть объяснено аномальными свойствами ее вследствие взаимодействия двух сред. В самом деле, если некоторый слой жидкости на поверхности твердого тела связан с последним некоторой силой или системой сил, то, чтобы нарушить или видоизменить эту связь, очевидно необходимо затратить некоторую работу против действующих сил связи. Тепловая энергия, которая затрачивается при охлаждении и на которую указывает наблюдаемая температурная депрессия, повидимому, в какой-то мере является эквивалентом механической работы против сил внутренней связи между молекулами твердого тела и жидкости, в данном случае — между молекулами стекла и воды.

Приведенные выше опыты по замерзанию воды в тонких промежутках относятся к случаям, когда вода заключена была между стеклянными стенками, а потому возникает вопрос: возможно ли распространить явления, наблюдавшиеся в данных искусственных условиях, на случаи замерзания воды в междучастичных пространствах грунта?

Стекло, как известно, является веществом, родственным по своему химическому составу некоторым составляющим твердой минеральной части грунта (например кварцевым зернам), и потому с физикохимической точки зрения, повидимому, можно переносить принципиальную сторону опытов Боровик-Романовой и Сумгина на случаи с грунтами. Однако несомненно, что соответствующие процессы в грунтах протекают в более сложной обстановке, чем в рассмотренных лабораторных опытах, в виду того, что твердая фаза грунта не является однородной, а условия ее взаимодействия с жидкой фазой также не являются постоянными. Другими словами, геометрические формы междучастичных пространств в грунте не вполне соответствуют цилиндрическим трубкам в опытах Боровик-Романовой или плоским фигурам в опытах Сумгина. Промежуточные пространства внутри грунта весьма разнообразны: они колеблются не только по форме, но и по величине. Тем не менее эти осложняющие обстоятельства не могут изменить существа явлений, наблюдавшихся в указанных выше опытах, так как природа этих явлений заключается не в геометрии форм, а в физикохимических свойствах материи. Они могут отразиться лишь на количественном выражении данного явления. И действительно, опыты это подтверждают.

Ниже, в табл. 2, мы приводим соответствующие данные наблюдений явления переохлаждения воды в грунтах, полученные А. В. Раковским (СССР, 1935), Буюксом (США, 1923) и В. В. Лобановым (СССР) (Цытович и Сумгин, 1937).

Кроме того, можно назвать аналогичные исследования П. И. Андрианова (1936₂), И. А. Качинского (1927), А. Винтермейера (1925) и др., которыми также было констатировано явление переохлаждения воды в грунтах.

Просматривая значение температурных депрессий при замерзании воды в грунтах, мы не встретим там таких величин, какие были получены в опытах Боровик-Романовой и Сумгина, например -18°C и т. п. Здесь они, как правило, не выходят за пределы -2°C .

Но это не означает, что температурная депрессия при замерзании воды в грунтах не может достигать гораздо более низких значений. При достаточно малых промежутках между грунтовыми частицами и при отсутствии в них явления миграции замерзающей воды, температурная депрессия, очевидно, была бы выражена более резко. Можно сослаться здесь на сообщение Буюкоса (1923) о том, что, например, гигроскопическая вода в грунте не замерзает при температуре -78°C . Столь низкая температура замерзания

гигроскопической воды вполне вероятно. Она достаточно удовлетворительно объясняется условиями существования этого вида воды на поверхности грунтовых частиц, а именно: раздельно расположенные на поверхности твердых минеральных частиц грунта молекулы парообразной воды находятся под действием сил, направленных нормально к поверхности их размещения. Величина же этих сил настолько велика, что связанные ими частицы воды не имеют возможностей к перемещениям в тангенциальном направлении и потому не обеспечивают (за счет собственной миграции по поверхности) такой мощности слоя, которая необходима для формирования молекул льда.

Таблица 2

Результаты наблюдений над переохлаждением воды в грунтах

Чистый кварцевый песок ¹						Кварцевый песок ²		Суглинок ³		Каолин ³	
0.25—0.05 мм		0.05—0.01 мм		0.01 мм		Влажность %	Депрессия T°С	Влажность %	Депрессия T°С	Влажность %	Депрессия T°С
Влажность %	Депрессия T°С	Влажность %	Депрессия T°С	Влажность %	Депрессия T°С						
0.10	3.20	0.30	3.26	0.76	3.50	1.5	0.070	16.39	0.830	13.5	78.600
0.59	2.77	1.16	2.63	2.40	2.50	15.0	0.007	35.84	0.022	78.6	0.025
1.13	2.44	2.22	2.37	4.06	1.30	Пахотный слой ³		Подзоли- стый гори- зонт ³		Красная глина ³	
2.26	1.54	2.57	1.56	5.43	0.84						
4.17	0.63	4.60	0.62	6.38	0.42	Влажность %	Депрессия T°С	Влажность %	Депрессия T°С	Влажность %	Депрессия T°С
4.32	0.43	5.20	0.43	7.50	0.31						
4.51	0.34	6.20	0.20	14.92	0.04	8.49	0.744	3.75	1.220	9.06	1.990
4.87	0.27	10.50	0.10	—	—						
9.75	0.04	15.0	0.06	—	—	15.74	0.277	13.96	0.067	14.14	0.131
22.21	0.0	—	—	—	—						

Таким образом, развитие явления образования льда требует преодоления внутренних связей молекул воды, а направление процесса льдообразования неизбежно приводит к явлению миграции жидкой фазы. Можно с полной уверенностью утверждать, что формирование льда в грунте во всех случаях его образования связано с явлением миграции воды и что, следовательно, эти явления всегда должны сопутствовать друг другу. Правда, миграция воды в грунте при замерзании в разных случаях носит различный характер. Но это уже вопрос другой, и к нему мы вернемся более подробно в последующем изложении, заметив сейчас лишь, что, изучая мерзлые грунты, а тем более самый процесс их замерзания, совершенно необходимо при этом изучать явление миграции их жидкой фазы.

Заканчивая рассмотрение вопроса о физической аномалии воды при замерзании ее в порах грунта, следует указать, что причиной переохлаждения может быть также ее химический состав, именно находящиеся в воде в растворенном состоянии различные соли. В этом случае температурная депрессия также имеет место и она зависит от количества растворенных в воде солей.

¹ По А. В. Раковскому и др.

² По Буюкосу.

³ По В. В. Любанову.

Для иллюстрации сказанного, ниже приводятся данные о влиянии поваренной соли на температуру замерзания воды, известные из общей физики и заимствованные нами из книги Цытовича и Сумгина (1937):
Безводного NaCl в г на

100 см ³ воды	0.0000	0.1208	1.4790	10.77	22.90	30.40
Температура замерзания в °C	—0.0000	—0.0736	—0.8615	—6.32	—14.77	—21.12

МИГРАЦИЯ ЖИДКОЙ И ТВЕРДОЙ ФАЗ В ГРУНТЕ ПРИ ЗАМЕРЗАНИИ

Существующие теории миграции воды

Вопрос о миграции воды в замерзающем грунте является основным для понимания всех явлений, которые наблюдаются в грунтах при замерзании и оттаивании. Сюда относятся явления нарушения стабильного состояния грунтов в разных случаях: смещения поверхности при пучинообразовании; нарушение прочности и несущей способности в основаниях сооружений, под дорожными покрытиями; потеря устойчивости в откосах насыпей и выемок; также изменения в режиме потока грунтовых вод и т. п. — т. е. явления, которые так или иначе связаны с механикой внутренних сил в замерзающем, мерзлом и оттаивающем грунтах.

Не случайно поэтому, что главное внимание в исследованиях отдельных ученых в области механики замерзающих и оттаивающих грунтов было направлено именно на выяснение явления миграции жидкой фазы.

Почти все случаи исследования явления миграции воды, известные из литературы, относятся к области изучения широко распространенного в природе явления пучения грунтов на морозе. Но хотя многие авторы исходили из одного и того же явления — пучения грунтов при замерзании, мнения их по вопросу миграции воды все же не совпадают. Наоборот, по данному вопросу имеется несколько самостоятельных теорий.

Еще в прошлом столетии, во второй его половине, инженер В. Штукенберг в России, наблюдая за пучинами на железных дорогах, высказал теорию этого явления, которая сводится в основном к следующему.

Так как наблюдавшиеся им пучины имели высоту бугров, измеряемую несколькими десятками сантиметров, а количества воды в грунте на месте пучины по расчету на влажность грунта было недостаточно для такого увеличения объема, то, следовательно, вода должна была поступать сюда откуда-то со стороны, а именно со стороны нижерасположенных горизонтов грунтовых вод. Механизм явления подсосывания воды к пучине, по Штукенбергу, таков.

Когда вода в грунте замерзает, то вследствие увеличения ее при этом в объеме, в грунте образуются отдельные трещинки (поры замерзания), которые создают капиллярные пути для подтока воды снизу, из капиллярной зоны грунтовых вод. Вновь поступившая по этим трещинам вода, превращаясь в лед, повторяет процесс образования новых пор, в которые опять подсосывается вода, и так далее, на всем протяжении процесса нарастания пучины (Штукенберг, 1885). Таким образом, основным побудителем к передвижению воды, по теории Штукенберга, являются силы капиллярного натяжения.

К аналогичному выводу, в более позднее время, приходит шведский ученый Г. Бесков. В одной из своих работ он прямо указывает, что процесс пучения, сопровождающийся обогащением грунта водой в виде льда, в значительной мере зависит от капиллярных свойств грунта, так как капиллярность грунта является одним из главных факторов, от которых зависит скорость всасывания воды.

Другая, несколько отличающаяся от только что изложенной, теория миграции воды в грунте при замерзании получила свое развитие главным образом среди американских исследователей (Буюкос, Тебер и др.). Наиболее ярким выразителем ее является Стефан Тебер.

Согласно этой теории, передвижение воды в замерзающем грунте совершается под влиянием сил кристаллизации. Сущность этого явления заключается в том, что для образования кристаллов льда необходимый приток воды обеспечивается силами адсорбции на поверхности льда. Эти силы достаточно велики, во всяком случае больше сил капиллярного натяжения; поэтому они обеспечивают более интенсивное подсосывание воды, чем могло быть вызвано силами капиллярного подъема воды в междучастичных пространствах грунта. Это положение своей теории Тебер иллюстрирует специальными лабораторными опытами, один из которых заключался в следующем.

«Перемолотая глина была плотно уложена в двух картонных цилиндрах одинакового диаметра, но различной высоты, стоявших в песке, насыщенном водою. Глина в низком цилиндре оказалась насыщенной водой приблизительно через 24 часа; для того, чтобы глина в высоком цилиндре стала слегка влажной сверху, потребовалось семь дней, хотя она была подвергнута частому постукиванию.

Однако при промерзании вода в высоком цилиндре поднималась для образования слоев льда почти так же легко, как и в низком. Чашка, в которой стоял высокий цилиндр, содержала большее количество воды, но в обоих случаях вся имевшаяся вода была извлечена для образования слоев льда» (Тебер, 1930₁).

Переход отдельных молекул воды, расположенных в зоне адсорбции поверхности кристаллического льда, из жидкого состояния в твердое компенсируется привлечением на их место (силами адсорбции) других молекул из прилежащих участков пор (Тебер, 1930₁).

По Буюкосу, когда вода в более крупных порах и капиллярах превратится в лед, то к уже образовавшимся здесь кристаллам льда, под влиянием сил кристаллизации, устремляется вода из мелких капилляров, а также часть пленочной воды (1923).

Таким образом, и у американских исследователей, как и у Штукенберга, явление миграции воды при замерзании трактуется так, что вода подсосывается к местам образования льда в грунте, хотя силы, за счет которых это подсосывание совершается, у американцев уже иного происхождения, а именно — это силы поверхностной адсорбции или силы кристаллизации.

Приблизительно в начале этого столетия русскими исследователями Сукачевым, Дранициным, Никифоровым и др., в связи с наблюдавшимися ими в районах распространения вечной мерзлоты явлениями бугрообразования на поверхности земли, были высказаны общие теоретические соображения об этом явлении в природе.

Согласно их теории, деформации дневной поверхности земли при наступлении морозов в таких условиях являются следствием напорного действия переувлажненных масс грунта, заключенных между верхней границей вечной мерзлоты и нижней границей зимнего промерзания. Напор плывучих масс грунта создается вследствие нарастающего давления со стороны увеличивающихся в объеме при замерзании внутри замкнутого контура масс грунта. Деформации выпучивания такого замкнутого контура происходят в местах с наименьшим сопротивлением и обнаруживаются на дневной поверхности (Никифоров, 1912; Сукачев, 1911).

Эти общие теоретические соображения получили свое дальнейшее развитие в работах известного советского ученого М. И. Сумгина, огромная заслуга которого заключается в том, что он экспериментально показал явление миграции воды в грунте под влиянием напора. Правда, опыты Сумгина производились только с песчаными и пылеватыми грунтами, однако от этого они не теряют своего значения. Наоборот, может быть именно благодаря этому исследуемое явление было обнаружено наиболее очевидным образом.

Опыты Сумгина (1929) заключались в следующем.

Грунт помещался в металлические медные разборные патроны. Влажность и плотность грунта при этом устанавливалась контрольными опреде-

лениями. Затем патроны с грунтом помещались в специальную морозную камеру, где и выдерживались при данных отрицательных температурах до полного замерзания грунта. После этого производились определения влажности для различных участков объема грунта в патроне. В результате оказалось, что ближе к свободной поверхности грунта в процессе замерзания происходило накопление влаги. В известных же случаях на поверхности грунта выступала жидкая вода, которая замерзала здесь слоем льда до 2—3 мм толщины (фиг. 3). Подобное перераспределение воды в грунте является результатом напора ее под влиянием замерзающей периферии. Этот вывод Сумгин применил к явлению бугрообразования в условиях вечной мерзлоты, для которого он дал соответствующее математическое выражение — уравнение бугра (Цытович и Сумгин, 1937).

Необходимо остановиться еще на одной теории миграции воды в грунте, которая имеет близкое отношение к данной теме. Мы имеем в виду явление миграции воды в порах грунта в связи с испарением ее с поверхности.

Известно, что по мере того как происходит испарение воды из грунта, она передвигается из глубинных участков к испаряющей поверхности.

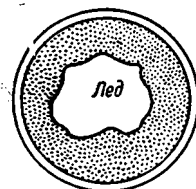
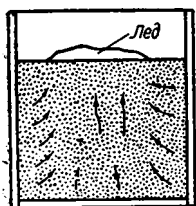
Этот процесс имеет место и в случае перехода грунта от положительных температур к отрицательным, т. е. в стадии его замерзания. Действительно, ведь температура охлаждаемого грунта, как это ясно из самого определения, на протяжении всего процесса охлаждения всегда выше, чем температура в окружающем его пространстве. Следовательно, упругость паров воды в окружающем пространстве всегда меньше упругости пара непосредственно на поверхности грунта. В силу этого происходит испарение воды из грунта. Вследствие же законов смачивания и волосности совершается передвижение воды внутри грунта по направлению к испаряющей поверхности.

Явление испарения влаги на морозе широко распространено в природе и хорошо известно. Однако мы все же считаем необходимым отметить этот факт, поскольку с ним связано явление миграции воды внутри грунта при замерзании.

Наличие нескольких теорий миграции воды в замерзающих грунтах указывает на то, что как само явление миграции, так и причины, его вызывающие, — сложны, и потому не всегда их можно свести к какой-нибудь одной из указанных выше теорий. Вероятнее всего, что многообразные явления пучения грунтов в природе могли бы быть полностью объяснены лишь исходя из представлений, развиваемых всеми этими теориями, вместе взятыми.

Возможно однако, что в некоторых случаях накопление льда в порах грунта может быть вполне объяснено теорией миграции воды под действием, например, только сил кристаллизации. Так, в случае замерзания макropористых грунтов с относительно прочной структурой скелета при неполном заполнении пор водой, действительно возможно образование льда за счет описанного выше процесса подсасывания воды к местам образования льда под действием сил кристаллизации. Направление потока воды в таких случаях происходит, повидимому, навстречу растущим ледяным кристаллам и совершается по закону наименьшего сопротивления по пути отдельных, наиболее крупных капилляров или скважин, каковые, надо полагать, и дают начало будущему рисунку ледяных включений в грунте в форме стельков или комочков.

Но когда все поры в грунте нацело заполнены водой, то подсасывания воды к местам образования льда, очевидно, быть не может. Наоборот, здесь скорее можно ожидать обратный эффект, а именно отжатие воды в сторону



Фиг. 3. Схема миграции жидкой фазы в опытах М. И. Сумгина

от растущего ледяного кристалла, вследствие увеличения объема при переходе воды в лед. Описанные опыты Сумгина с замораживанием песков в металлических патронах весьма убедительно говорят об этом. Однако в известных случаях накопление льда в отдельных местах внутри грунта все же происходит, причем наблюдается это как раз в водонаполненных¹ грунтах, т. е. когда все поры нацело заполнены водой. Но эти случаи, как известно, относятся к грунтам мелкочастичным, преимущественно к грунтам глинистым, не обладающим жесткостью сложения грунтового скелета. Необходимо отметить, что такое местное накопление льда в водонаполненных глинистых грунтах сопровождается явлением перераспределения твердой фазы, которое значительно осложняет процесс миграции воды. На этом явлении перераспределения твердой фазы, имеющем, по нашему мнению, весьма важное значение для понимания механики внутренних сил в замерзающих грунтах, мы подробнее остановимся ниже.

Несомненно, что при формировании ледяных образований в грунте весь этот процесс включает в себя, как составную часть, механизм кристаллизации в зоне адсорбции поверхности ледяных кристаллов. Не вызывает также сомнения, что при замерзании наполненных водой пор грунтов развивается напор, вследствие чего вода в грунте не остается в равновесии, а передвигается, по общему правилу, из мест с большим напором в места с меньшим напором.

Что касается воды, подсасываемой к зоне замерзания силами капиллярного подъема ее по трещинам, образующимся в результате замерзания (поры замерзания), то нам представляется, что подобное передвижение воды также может иметь место в замерзающем грунте. Однако только этим нельзя исчерпывающе объяснить накопление льда в водонаполненных грунтах. Особенно это относится к грунтам глинистым, в которых образование трещин, по нашему мнению, есть следствие миграции воды, а не ее причина.

Заключив на этом краткий обзор существующих теорий миграции воды в замерзающем грунте, перейдем к более подробному рассмотрению механических процессов, которые совершаются внутри грунта при замерзании.

Усадка глин на морозе

Выше, при рассмотрении явления замерзания грунтовой суспензии, мы пришли к выводу, который был также подтвержден экспериментом, что замерзание грунтовой суспензии сопровождается процессом концентрации образований льда и параллельным ему процессом концентрации твердой минеральной взвеси. Концентрация твердой составляющей грунтовой суспензии выразилась в отмеченных нами сплотенных тонких грунтовых прослойках, образовавших в массе льда как бы пространственную решетку. Эта особая форма грунтовых образований явилась следствием одновременного существования и роста многочисленных центров кристаллизации льда, рассеянных по объему суспензии, т. е. результат процесса консолидации твердой фазы грунтовой суспензии. В этом едва ли можно сомневаться.

Так называемые грунтовые массы, т. е. минеральные дисперсные системы, в которых все междучастичные пространства нацело заполнены водой, принципиально ничем не отличаются от грунтовых суспензий, ибо, как и послед-

¹ Мы считаем целесообразным ввести понятие «водонаполненный» глинистый грунт в отличие от понятия «водонасыщенный» глинистый грунт. Под термином «водонаполненный» грунт мы подразумеваем такое состояние грунта, когда все поры в нем нацело заполнены водой, но при этом полного водонасыщения грунт еще не достиг, т. е. он способен еще к дальнейшему разбуханию в воде, если препятствующие этому причины устранены (например обжимающие грунт давления при нахождении его в жестком, но водонепроницаемом сосуде). Таким образом, термин «водонасыщенный» грунт обозначает предельное состояние «водонаполненного» грунта. Очевидно, что подразделение грунтов по их состоянию на водонаполненные и водонасыщенные относится к грунтам глинистым, способным к набуханию в воде. Для песка же эти термины тождественны.

ние, состоят из двух фаз: твердой — минеральной части и жидкой — воды. По существу же различие между грунтовой суспензией и грунтовой массой заключается в количественных соотношениях твердой и жидкой фаз, приходящихся на единицу объема и связанных с этим условиях взаимодействия как между отдельными элементами твердой фазы (грунтовыми частицами), так и элементами отдельных фаз твердой и жидкой — частицами грунта и воды. Так, например, в случае жесткой связи между отдельными гранулометрическими элементами грунта явление консолидации грунтового скелета, т. е. явление перераспределения твердой фазы, не будет происходить вовсе, или же будет происходить в минимальной степени. Наоборот, при нежесткой, пластической связи грунтовых частиц явление перераспределения твердой и жидкой фаз будет выявлено заметно.

Примером первого случая могут служить замерзающие пески, второго — глины, содержащие в себе коллоидальные фракции.

Что же касается последовательности, в которой протекает процесс замерзания грунтовой массы, то нет никаких оснований сомневаться в том, что, так же как и в грунтовой суспензии, начало процесса определяется появлением отдельных центров кристаллизации льда, приуроченных к пунктам нахождения наименее связанной воды в порах грунта, т. е. при прочих равных условиях — к порам наиболее крупным. Последующее же развитие процесса замерзания, очевидно, приводит к одной из форм, указанных нами выше, а именно — к замерзанию массы по типу песков или по типу глин.

Грунты в природных условиях, даже если они не заключают в себе воздушных пространств, а являются системами двухфазными, в свою очередь отличаются от упомянутых выше грунтовых масс, так как в противоположность последним обладают определенной структурой сложения твердой минеральной части. Следовательно, различие между грунтовой суспензией и грунтом заключается не только в количестве твердой фазы на единицу объема, но также и в характере ее распределения.

И тем не менее в грунте, как и в грунтовой суспензии или в грунтовой массе, процесс замерзания идет в том же направлении, т. е. от образования отдельных центров кристаллизации льда к сплошному формированию его в объеме грунта.

Переходим к более подробному рассмотрению процессов, связанных с замерзанием грунтовых масс, т. е. таких систем, в которых твердая фаза сложена более плотно, чем в грунтовых суспензиях, и именно сложена, а не рассеяна. При этом мы будем рассматривать главным образом замерзание глинистого грунта; песчаных же грунтов будем касаться лишь постольку, поскольку это будет необходимо для более четкого представления о рассматриваемом процессе.

Для целей данного исследования можно представить строение всякого грунта, в том числе и глинистого, в следующей схеме. Отдельные минеральные частицы, слагающие тело, оставляют междучастичные пространства — поры. Если в этих порах находится вода (жидкая фаза), то последняя физически не однородна. В центре поры вода более свободна от воздействия поверхностных сил минеральных частиц и потому по своим физическим свойствам более приближается к свободной воде в широком сосуде; на периферии же она менее свободна, так как подвержена воздействию сил со стороны минеральных частиц, в виду чего по своим физическим свойствам отличается от свободной жидкой воды, приобретая в большей или меньшей степени свойства твердого тела. Между этими крайними состояниями воды существует непрерывный переход. Вода в порах грунта сообщается между собой и образует непрерывную массу, однако сложную с точки зрения ее физического состояния.¹

¹ Здесь было бы уместно поставить вопрос о качественном анализе воды в междучастичных пространствах грунта, введя для количественной характеристики понятие о коэффициенте разнородности воды в грунте.

Представим себе теперь некоторое тело, хотя бы в форме бруса прямоугольного сечения, которое состоит из подобного глинистого грунта, причем все поры в нем нацело заполнены водой, т. е. тело, состоящее из водонаполненного глинистого грунта.

Представим себе, далее, что мы поместим этот брус в пространство с отрицательной температурой. Что при этом произойдет с грунтовым брусом и какие механические процессы будут совершаться внутри грунта по мере изменения физического состояния его жидкой фазы?

При рассмотрении всего цикла охлаждения грунта в пределах изменения температур от положительных до отрицательных, при которых происходит кристаллизация льда, необходимо различать две стадии охлаждения. Первая — охлаждение грунта в тех границах температур, при которых в нем еще не происходит образования льда, вторая — когда образование льда совершается.

В первой стадии охлаждения в грунте имеют место следующие процессы:

1. Процесс испарения влаги с поверхности грунта и связанный с ним процесс усадки грунтового скелета.
2. Процесс объемного сжатия элементов грунтового скелета.
3. Процесс объемного сжатия грунтовой воды при охлаждении до температуры $+4^{\circ}\text{C}$ и последующего расширения ее при более низких температурах.

В отношении сказанного в п. 3 мы считаем необходимым оговориться в том смысле, что температуру $+4^{\circ}\text{C}$, соответствующую максимальной плотности для воды в широких сосудах, мы, предположительно, принимаем за максимальную плотность и для воды в междучастичных пространствах грунта. Вполне вероятно, однако, что в этом случае температура, отвечающая максимальной плотности воды, несколько иная. Во всяком случае этот вопрос в достаточной мере не ясен.

Во второй стадии имеют место следующие процессы:

1. Объемное увеличение воды при переходе в лед.
2. Испарение со свободной поверхности льда.
3. Объемное сжатие минеральной части грунта и льда.

Поименованные нами процессы не вызывают сомнений, поскольку они основаны на общих положениях физики. Но они не являются исчерпывающими, так как среди них не значится процесс миграции жидкой фазы при замерзании грунта, имеющих место во второй стадии охлаждения. Но его и нельзя ввести, так как пока неизвестны его характеристики, т. е. величина и направление процесса, невозможно его и учесть, по крайней мере количественно. Следовательно, теоретический расчет деформации замерзающего грунта при этих условиях невозможен. Практически в этом легко можно убедиться.

Возьмем для примера некоторые из наших опытов с подмосковной глиной. Сформированные из этого грунта бруски имели первоначальную влажность грунта около 25%. Грунтовый брус был уложен на стеклянной пластинке и охлаждался от положительной температуры до отрицательной. В процессе охлаждения производились наблюдения за длиной бруса и его весом. Соответствующие данные этих наблюдений приведены в помещаемой ниже табл. 3.

Таким образом, в опыте мы наблюдаем сокращение размеров грунтового бруса, т. е. сокращение его объема. К каким же результатам мы должны были бы прийти, рассчитывая линейную деформацию в данных брусках на основе учета указанных выше процессов как алгебраическую сумму деформаций в компонентах грунта (вода и минеральная часть).

Проведем этот расчет.

Принятые допущения:

1. Грунтовый брусок представляет тело, состоящее из двух фаз: жидкая фаза — вода и твердая — минеральные частицы.

2. Эти составные части (минеральная часть и вода) подвергаются температурным изменениям независимо друг от друга.

3. Вода в бруске размещена равномерно, т. е. по всему объему грунта, заполняя его поры, сообщающиеся между собой.

4. Образование льда совершается при 0°C .¹

Данные для расчета.

а) Коэффициент линейного сжатия для минеральной части грунта: принимаем $\beta_1 = 0.0003$, исходя из следующего. Частицы грунта в основном состоят из продуктов распада главным образом массивно-кристаллических пород: кварца, полевого шпата, слюды и других минералов. Мы не располагаем данными о температурном сжатии этих минералов, но без большой погрешности для правильного представления о них можем воспользоваться цифрами линейного изменения материалов, сходных физически. Одним из таковых является фарфор берлинский. Его коэффициент линейного сжатия равен 0.00032 (транспортный Hütte, 1926).

б) Коэффициент линейного сжатия для воды (в границах от $+19^{\circ}\text{C}$ до $+4^{\circ}\text{C}$) $\alpha_1 = 0.000033$.

в) Коэффициент линейного расширения для воды (в границах от $+4^{\circ}$ до 0°C) $\alpha_2 = 0.00001$.

г) Коэффициент линейного расширения для воды при переходе ее в лед $\alpha_3 = 0.03$.

д) Коэффициент линейного сжатия льда (Хвольсон, 1905) $\beta_2 = 0.0000528$.
Расчет линейных деформаций:

1. Приведенная длина минеральной части грунта в бруске рассчитывается по формуле

$$l_{\text{ск}} = \frac{l_{\text{гр}}}{1 + \varepsilon}, \quad (1)$$

где: $l_{\text{ск}}$ — приведенная длина скелета грунта,

$l_{\text{гр}}$ — длина грунтового бруска,

ε — коэффициент пористости бруска,

причем

$$\varepsilon = \Delta_{\text{ск}} \cdot W,$$

где: $\Delta_{\text{ск}}$ — удельный вес минеральной части грунта,

W — влажность в долях единицы.

2. Приведенная длина, занимаемая водой в бруске, рассчитывается по формуле

$$l_{\text{в}} = \frac{\varepsilon}{1 + \varepsilon} l_{\text{гр}}; \quad (2)$$

здесь обозначения те же.

При сопоставлении результатов, полученных расчетом (табл. 4), с данными, полученными непосредственно из опыта (табл. 3), видно, насколько они между собой не совпадают. Это происходит главным образом потому, что в расчете мы не учли процессов миграции воды, происходящих как при испарении ее, так и при кристаллизации во время замерзания.

Относительно процесса миграции воды при испарении вполне определенно можно утверждать, что в связи с ним происходит сокращение объема грунтовых брусков, в виду их усыхания. В некотором приближении к действительности усадку объема, повидимому, можно было бы подсчитать, если принять, как это делается в механике грунтов, что процесс усадки грунта при усыхании и процесс сжатия его прессом для одних и тех же значений влажности грунта — процессы идентичные (Герсегованов, 1933). Тогда,

¹ Температурная депрессия в данных условиях составит величину порядка -0.8 до -1.0°C . Расчет показывает, что неточность за счет допущения, что кристаллизация льда в грунте совершается при 0°C , составляет ничтожные доли процента и лежит в пределах точности применяемых в опытах измерений линейных деформаций. Это дает нам право, для простоты схемы расчета, сделать указанное допущение.

Таблица 3

Изменение свойств бруска из подмосковной глины при его охлаждении

№ опыта	Охлаждение в °C		Длина образца в мм			Вес образца в г			Средняя влажность в %		
	от	до	до охлаждения	после охлаждения	результат	до охлаждения	после охлаждения	результат	до охлаждения	после охлаждения	результат
23	+19	-2	150	145.5	-4.5	241.57	236.31	-5.26	24.97	22.75	-2.22
26	+19	-14	120	116.0	-4.0	135.80	134.15	-1.65	25.03	23.51	-1.52

Таблица 4

Расчет изменения длины бруска при его охлаждении (в мм)

№ опыта	Сжатие минеральной части бруска во всем цикле охлаждения $S_1 = l_{ск} \cdot t \cdot \beta_1$	Сжатие воды на приведенную длину при охлаждении от +19°C до +4°C $S_2 = l_B \cdot a_1 \cdot 15$	Расширение воды на приведенную длину при охлаждении от +4°C до 0°C $S_3 = l_B \cdot a_2 \cdot 4$	Расширение воды при переходе ее в лед $S_4 = l_B \cdot a_3$	Сжатие льда при охлаждении от 0°C до температуры в опыте $S_5 = l_B (1 + a_3) \cdot \beta_2 \cdot t$	Суммарный эффект
23	$89 \times 21 \times 0.0003 = -0.561$	$61 \times 0.000033 \times 15 = -0.03$	$61 \times 0.00001 \times 4 = +0.00244$	$61 \times 0.03 = +1.83$	$62.83 \times 0.0000528 \times 2 = -0.0066$	+1.235
26	$71.2 \times 33 \times 0.0003 = -0.705$	$48.8 \times 0.000033 \times 15 = -0.024$	$48.8 \times 0.00001 \times 4 = +0.00195$	$48.8 \times 0.03 = +1.465$	$50.26 \times 0.0000528 \times 14 = -0.037$	+0.701

Используя компрессионную кривую, построенную для данного грунта, можно было бы определить величину усадки при усыхании по показанию изменения влажности. Подобные расчеты, выполненные нами, показывают, что линейная усадка для рассматриваемых грунтовых брусков выражается соответственно:

для бруска в опыте № 23 -7.5 мм
 » » » » № 26 -4.6 »

Теперь при учете усадки грунтовых брусков при их усыхании результирующий эффект получается следующий:

для бруска в опыте № 23 . . -7.5 + 1.235 = -6.265 мм
 » » » » № 26 . . -4.6 + 0.701 = -3.90 »

Как видно, эти результаты значительно ближе к наблюдавшимся, хотя все же на много не совпадают с ними.

Нужно сказать, однако, что мы не вполне разделяем ту точку зрения, будто процессы усадки от испарения и сжатия грунта прессом идентичны. Наоборот, мы считаем, что они различны по своей природе. Однако здесь мы на этом специально не останавливаемся (Федосов, 1939).

Здесь же отметим, что при любых условиях вряд ли возможно расчет усадки по компрессионной кривой из учета потери влаги на испарение распространить полностью на весь процесс испарения при охлаждении. Во всяком случае этого нельзя сделать для второй стадии охлаждения,

когда испарение происходит уже с поверхности льда. Но так как невозможно отделить одну стадию охлаждения от другой, то более или менее точный расчет усадки грунта от испарения влаги при замерзании, строго говоря, также невозможен.

С другой стороны, мы в расчете не приняли во внимание процесса миграции воды в связи с ее кристаллизацией при замерзании. А с ним связано другое, весьма важное явление в грунте, а именно миграция твердой фазы, которая также отражается на усадке грунта. Правда, этого рода усадка носит уже совершенно иной характер.

Выше, описывая опыт с замораживанием грунтовой суспензии, мы отмечали уже явление миграции твердой фазы. При замораживании достаточно влажного глинистого грунта мы также сталкиваемся с подобным явлением. Но для того, чтобы закончить рассмотрение вопроса об общей усадке грунта при охлаждении и затем уже перейти к более подробному рассмотрению явления миграции твердой фазы в глинистых грунтах при замерзании и связанных с этим изменений их механических свойств, остановимся кратко на описании опытов, проведенных нами для наблюдения усадки грунта при охлаждении, часть которых уже приводилась выше (в табл. 3).

Опыты производились с двумя грунтами: с глиной и с лёссом.

Образцы глины взяты нами из карьера кирпичного завода, расположенного непосредственно у ст. Бескудниково, Савеловской линии Северной ж. д. По данным дорожной лаборатории МВТУ (Понагайбо и Крынин, 1927) — «глина древнеаллювиальная, безвалунная, крупно-песчанистая, некарбонатная, бесструктурная, желто-бурая».

Химический анализ глины, выполненный в лаборатории Минералогического института МГУ («Глины Московской области», 1931), показал следующие результаты (в процентах): гигроскопическая вода — 4.69; SiO_2 — 71.9; Al_2O_3 — 16.12; Fe_2O_3 — 4.52; CaO — 1.62; MgO — 1.64; потеря при прокаливании — 3.73; место взятия пробы — скважина 35.

Образец туркестанского лёсса взят у Каттыкурмана на территории строительства маслозавода.

Для этих двух грунтов нами в грунтовой лаборатории ЦИС НКПС в 1933 г. установлены приведенные ниже физические константы (табл. 5).

Опыты заключались в следующем.

Воздушно-сухой грунт, предварительно превращенный в порошок и просеянный через сито с отверстиями в 1 мм, вручную тщательно смешивался с водой, до получения однородного по консистенции теста. Последнее трамбованием на стекле доводилось до пласта толщиной 2—2.5 см, из которого затем и вырезывались образцы. Мы применяли образцы в виде более или менее правильной формы, брусков, примерно квадратного поперечного

Т а б л и ц а 5

Физические константы глины из Бескудникова и лёсса из Каттыкурмана

Гранулометрический состав по фракциям в %							Показатели Аттерберга в %			Максим. моле- кул. влажность по Лебедеву в %			Коэффициент на- бухания в мен- зурне		Удельный вес в пикнометре	
1—0.5 мм	0.5— —0.25 мм	0.25— —0.1 мм	0.1— —0.05 мм	0.05— —0.01 мм	0.01— —0.005 мм	0.005— —0.001 мм	<0.001 мм	Нижний предел те- кучести	Нижний предел пластич- ности	Максим. моле- кул. влажность по Лебедеву в %	Коэффициент на- бухания в мен- зурне	Удельный вес в пикнометре				
0.83	—	11.57	41.40	9.70	11.30	25.50	33	20	14	0.78	2.74					
Г л и н а																
0.1	2.45	—	21.95	47.45	20.15	1.10	6.90	25	20	15	0.32	2.78				

сечения со стороной 2—2.5 см и длиною до 20 см. В том случае, когда влажность грунтового теста по условиям опыта должна быть относительно велика (влажность текучести), образцы приготавливались в виде широких плит той же толщины. Как грунтовые бруски, так и плиты помещались на отдельные стеклянные пластинки, которые предварительно смазывались маслом или покрывались тонким слоем песка для предотвращения смерзания стекла с грунтом и обеспечения свободы перемещения элементов грунтового тела на поверхности стекла при охлаждении. Затем образцы помещались в морозную камеру, а часть их шла для соответствующих определений при состоянии их до замерзания. Температуры в камере мороза регистрировались автоматически при помощи специальных телетермометров.

Данные соответствующих наблюдений приведены в табл. 6.

Таблица 6

Изменение свойств брусков из глины Бескудниковой и лёсса Каттыургана при их охлаждении

Охлаждение в °С		Вес образца в г			Длина в базисе в мм	
от	до	до охлаждения	после охлаждения	потеря веса	до охлаждения	после охлаждения
Г л и н а						
+17	+4	167.79	167.62	0.17	160.0	159.5
+17	+4	169.33	169.16	0.17	159.5	159.0
+17	+4	377.80	376.15	1.65	97.0	96.5
+17	+4	396.41	394.75	1.66	102.0	101.3
+18	0	190.18	188.79	1.39	169.5	168.0
+18	0	175.63	174.34	1.29	155.0	154.0
Л ё с с						
+19	+4	180.98	180.47	0.51	155.0	154.8
+ 4	+0	92.08	91.83	0.25	90.0	89.5

Примечание. В обоих образцах грунта влажность до охлаждения близка к нижнему пределу пластичности.

Общая усадка грунтовых образцов, повидимому, связана с потерей грунтом влаги на испарение.

Не следует думать, однако, что явление усадки грунта на морозе, которое мы наблюдали в лаборатории, свойственно только лабораторным условиям. Аналогичные явления совершаются и в природе, в условиях естественного залегания грунта. В литературе такой случай усадки грунта на морозе в полевых условиях описан В. В. Албенским, научным сотрудником сектора грунтов и оснований Ленинградского института сооружений (1933). В 1931 г. на полевой площадке под Ленинградом северо-западным зональным отделением Гипросельхоза были поставлены специальные наблюдения за пучением грунта от замерзания. Наблюдение производилось при помощи нивелировки положения колышков, забитых в грунт.

Ниже приведены некоторые данные о положении колышков на день наблюдения по отношению к первоначальному их положению после установки, по Албенскому:

	18/II	2/III	3/IV	4/V
Повысилось точек	—	24	16	—
Понизилось «	—	47	72	100
В первоначальном положении осталось точек . . .	100	29	12	—

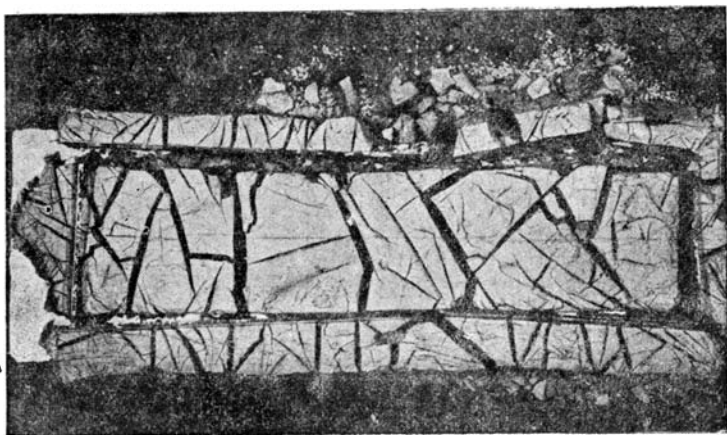
Автор этой таблицы пишет: «Еще до наступления положительных температур воздуха оказались понизившимися 72% всех обследуемых точек участка. Абсолютная величина понижения (76 мм) относится ко времени

с 3/IV по 4/V — периоду полного оттаивания грунта». И далее, на основе полученных данных, автор приходит к следующему заключению: «По данным нивелировки следует, что оседание грунта началось и имело место в 72 из 100 обследованных точек еще до наступления положительных температур воздуха, в самое холодное время за весь период опытов с колышками, что мало вероятно». Далее Албенский указывает, что произошло вдавливание колышков в грунт «при установке на них рейки при нивелировке», что, мы скажем, совершенно невероятно. В подстрочном замечании к своему заключению автор делает следующую оговорку: «По указанию геофизика М. И. Сумгина осадка грунта при замерзании последнего теоретически возможна, а как следствие возможны и волнообразные колебания почвы при ее замерзании».

Миграция твердой фазы в глинистом грунте при замерзании

Переходим к рассмотрению явления миграции твердой фазы грунта.

В наших опытах с замораживанием грунтовых брусков при известных значениях влажности и плотности грунта наблюдается изменение структуры



Фиг. 4. Образование трещин в глине при замерзании

грунта. Типичный вид подобного нарушения структуры можно видеть на фиг. 4.

Здесь показана фотография поверхности образца из подмосковной глины после замерзания при -17°C и последующего оттаивания. Как это хорошо видно на фотографии, все тело грунта испещрено отдельными трещинами, разбросанными в беспорядке в различных направлениях, хотя до замерзания оно было совершенно гладким. Уже при одном взгляде на замороженный грунт с его трещинами, заполненными льдом, становится ясным, что в нем при замерзании произошло перераспределение как твердой, так и жидкой фазы. Последняя в некоторой своей части оказалась сконцентрированной по щелям в виде кристаллического льда, а первая — в промежутках между ними. Прямыми определениями очень легко установить, что влажность грунта в промежутках между трещинами значительно меньше той, которую имел грунт вначале, до замерзания. Так, например, в глинистом образце, фотография которого приведен на фиг. 4, весовая влажность, первоначально одинаковая для любой части объема (равномерно распределенная), выразилась в 38,87%. Влажность же грунтового элемента между трещинами со льдом, образовавшимся при замерзании образца, оказалась равной 29,7%, т. е. снизилась по отношению к первоначальной почти на одну четверть.

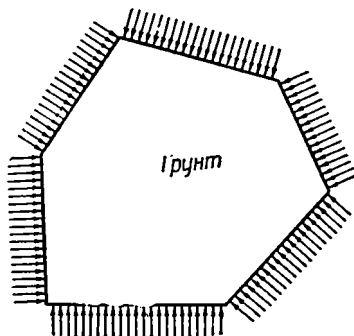
Подобные явления наблюдаются в грунтах и в случае их естественного залегания в природе. В литературе имеются указания целого ряда авторов, наблюдавших в природных условиях аналогичные трещины в мерзлых грунтах. Так, Цытович, производивший летом 1930 г. исследования вечной мерзлоты в низовьях р. Енисея, при проходке шурфа на территории Усть-Енисейского порта наблюдал в супесчаной глинистой толще многочисленные прослойки льда. Измеренные им толщины прослоек льда доходили до 5—7 мм, толщины же грунта между льдом — до 2—5 мм. При этом, как отмечает автор, лед в прослоях был совершенно чистым. Повидимому, описанный Цытовичем случай соответствует тому же самому явлению вымораживания воды в трещины, которое мы наблюдали в лаборатории.

В многочисленных опытах Тебера и других по замораживанию глин также наблюдалось явление трещинообразования, иногда выраженное в виде разделения глинистого грунта чередующимися прослойками льда и грунта.

Остановимся подробнее на явлении образования трещин в замерзающем глинистом грунте и его толковании, так как отсюда непосредственно вытекает представление о процессе миграции твердой фазы грунта и нарушении его механических свойств.



Фиг. 5. Схема образования льда в грунте при замерзании



Фиг. 6. Уплотнение глинистого грунта ледовыми давлениями

Как сказано ранее, водонаполненный глинистый грунт представляет систему, в которой жидкая фаза не является качественно однородной. Значение же этой неоднородности при замерзании заключается в том, что появление льда — центров кристаллизации, при той или иной отрицательной температуре, наступает в границах данной изотермы одновременно в целом ряде точек объема, в которых физическое состояние воды одинаково.

Графически эта схема могла бы быть изображена примерно так, как показано на фиг. 5. Здесь отдельными крестиками обозначены точки, в которых в данный момент происходит образование центров кристаллизации льда. Сплошная же овальная линия внутри обозначает некоторую изотерму, т. е. границу распространения данной отрицательной температуры.

Образование льда сопровождается увеличением объема. В связи с этим внутри грунта создаются давления, которые действуют со стороны отдельных пунктов образования льда на расположенные вокруг участки грунта. Эти последние, таким образом, работают согласно общим представлениям о компрессионном процессе в грунте. Действительно, в отдельностях грунта совершается процесс уплотнения твердой фазы и обратный ему — процесс отжатия из них воды. Отжимаемая вода поступает в зону адсорбции поверхности льда и служит источником дальнейшего его формирования, которое, очевидно, сопровождается новым увеличением объема и соответственно дальнейшим возрастанием компрессионного давления на отдельности грунта.

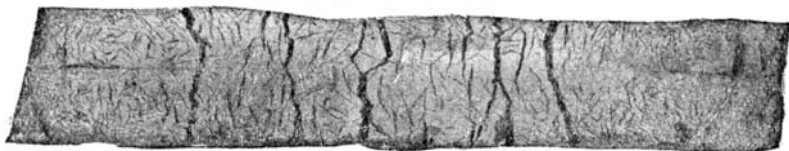
Образование новых центров кристаллизации воды обусловливается дальнейшим охлаждением грунта до более низких температур, отвечающих условию перехода воды в лед в более узких пространствах. Но вместе с тем

их образование имеет место также вследствие того, что в сжимаемых от-дельностях грунта при внецентренном действии сжимающих сил появляются сдвиги, в плоскости которых начинается формирование льда, действующее на грунт подобно клину.

Такова, в основном, теоретическая схема процесса образования трещин в глинистом грунте при замерзании.

Мы полагаем, что, исходя из данной схемы, можно найти объяснение широко развитым явлениям образования в грунтах трещин при замерзании, наблюдаемых как в лаборатории, так и в полевых условиях.

В наших опытах, когда образцы из глинистого грунта замораживались в свободном состоянии, явление образования трещин в них ничем не осложнялось и, благодаря этому, оно проявлялось в полном соответствии с изложенной теорией образования трещин в свободно замерзающем грунте. Но всякого рода ограничения в условиях замерзания грунта, которые бы отразились на величине, направлении, порядке и месте приложения возникающих в грунте сил, несомненно, оказали бы и соответствующее влия-



Фиг. 7. Образование трещин в глине: влажность текучести по Аттербергу ($W=38\%$). Охлаждение при температуре -3°C



Фиг. 8. Образование трещин в лёссе: влажность текучести по Аттербергу ($W=32\%$). Охлаждение при температуре -3°C

ние на характер образования трещин. Имеют при этом значение и физическое состояние и механические свойства самого грунта, а именно набухаемость и пластичность грунта и его влажность при замерзании.

Из всего сказанного вытекает, что наибольших структурных изменений в грунтовом теле при замерзании можно ожидать для глинистых грунтов, как наиболее богатых высокодисперсной частью. Это означает, что степень глинистости грунта является одним из основных факторов, определяющих способность грунта к трещинообразованию на морозе. Наши опыты это полностью подтверждают.

Как видно на фиг. 7, подвергнутые охлаждению образцы подмосковной глины, характеризующейся коэффициентом пластичности (по Аттербергу) 13 и набухания (в мензурке) 0.78, совершенно испещрены мелкими и мельчайшими трещинами, в то время как на лёссовых образцах (фиг. 8) с пластичностью 5 и коэффициентом набухания 0.32 они имеются в значительно меньшем количестве. Эффект получился разный, хотя влажность грунта в обоих случаях соответствовала нижней границе текучести, т. е. была однородна, а условия замораживания (температура и время) были совершенно одинаковы.

Параллельно с этим был проделан также опыт с песчаным образцом. Последний был сформирован в виде цилиндра диаметром 2.5 см при влажности, соответствующей полной влагоемкости песка. Промерзал образец в течение 10 часов при -15°C , свободно, без формы, уложенный на деревянной постели и не стесненный в своих линейных и объемных измерениях. После промерзания образец представлял собой совершенно смерзшийся

монолит (фиг. 9) без единой трещины на поверхности. И это вполне естественно, так как образование трещин в замерзающем грунте связано с мнимо-рапией твердой фазы, в песке же таковой происходить не может в силу жесткого контакта и прочности грунтовых частиц. Вместе с тем, при относительной крупности пор в песке и небольшой удельной и малоактивной поверхности его твердой фазы, вода в порах связана грунтовыми частицами минимально. Вследствие этого ее замерзание здесь мало чем отличается от замерзания в широких сосудах. Таким образом, достаточно жесткое сложение твердой фазы, с одной стороны, и относительно свободное состояние воды в порах грунта, с другой, — обеспечивают практически независимое поведение этих двух компонентов песчаного грунта при замерзании. Так, например, потеря воды на испарение при охлаждении не вызывает в данном случае усадки грунтового скелета, а замерзание воды не сопровождается концентрацией ее в отдельных местах. Увеличение же объема при переходе воды в лед совершается равномерно по всему объему, при сохранении характера распределения в нем твердой фазы.

В наших опытах с песчаными образцами так и получалось: при замерзании в них не обнаруживалось трещин, объем же образцов увеличивался. Происходило явление пучения объема грунтового тела, т. е. общее увеличение объема пор в грунте при сохранении характера их.

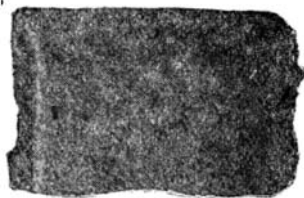
Если бы наш песчаный образец был заключен в сосуд с достаточно жесткими стенками и в этих условиях заморожен, то он, очевидно, не имел бы возможности к увеличению своего объема, и мы наблюдали бы при этом те явления, которые были подмечены Сумгиным, а именно — выжимание воды из образца в сторону открытой его поверхности.

Если попытаться кратко резюмировать сказанное выше по поводу явления трещинообразования в глинистых грунтах при замерзании, то мы приходим к следующему.

1. При замерзании водонаполненных глинистых грунтов при влажности выше критической по трещинообразованию на морозе, возникающие в них процессы приводят к перераспределению твердой и жидкой фаз, т. е. к перерождению сложения грунтового скелета, к нарушению его структуры. При этом образуются трещины, заполненные льдом, — концентрация жидкой фазы — и раздельные участки относительно более плотных грунтовых отдельностей — консолидация грунтового скелета, или внутриобъемная усадка глин.

2. Механизм образования трещин сводится к следующему. Вследствие механической прочности воды в порах глинистого грунта (аномальные свойства воды в тонких пространствах лиофильных систем) давления от прироста объема при образовании молекул льда передаются окружающим элементам твердой минеральной части грунта (скелету грунта); последние же под действием этого давления смещаются по направлению от очагов формирования льда. При этом происходит выжимание воды из уплотняемых грунтовых участков под действием сил механического сжатия. Отжатие воды происходит по законам механики грунтов и совершается из глубины сжимаемых участков по направлению к поверхностям, к которым приложены давления.

3. Отсюда вытекает, что известная теоретическая схема американского исследователя Тебера, основанная на силах адсорбции в зоне кристаллизации льда и изображающая механизм накопления льда исключительно за счет сил поверхностной адсорбции, для водонаполненных глинистых грунтов принципиально не верна.



Фиг. 9. Замороженный образец увлажненного песка

КРИТИЧЕСКАЯ ВЛАЖНОСТЬ ПО ТРЕЩИНООБРАЗОВАНИЮ НА МОРОЗЕ

Наши исследования подмосковной глины и туркестанского лёсса проводились для трех нижеследующих состояний влажности:

1. Влажность близкая к той, которая приводит грунт в текучее состояние (нижний предел текучести по Аттербергу).
2. Влажность, характеризующая такое состояние грунта, когда он теряет свою пластичность и переходит в полутвердое состояние (нижний предел пластичности по Аттербергу)
3. Влажность, соответствующая грунту в состоянии максимальной молекулярной влагоемкости (по Лебедеву).

Эти влажности, выраженные количественным соотношением воды и сухого грунта в процентах по весу, являются для исследуемых образцов (табл. 5) следующими:

Состояние увлажнения		Глина	Лёсс
Нижний предел текучести	} По Аттербергу	33	25
» » пластичности		20	20
Максимальная молекулярная влажность (по Лебедеву)		44	15

Образцы формировались в виде брусков или плит, так, как это изложено нами выше. Образцы же грунтов с максимальной молекулярной влажностью мы готовили по способу проф. А. Ф. Лебедева, а именно: грунт, увлажненный до текучего состояния, помещался слоем толщиной примерно в 2 мм между фильтровальной бумагой (15 листов с каждой стороны); затем производилось сжатие грунта под давлением в 63.55 кг/см^2 в течение 5 минут. Грунт в таком состоянии сохраняет в себе, по мнению Лебедева, только влагу, удерживаемую молекулярным притяжением на поверхности его частиц (упрощенный способ проф. Лебедева).

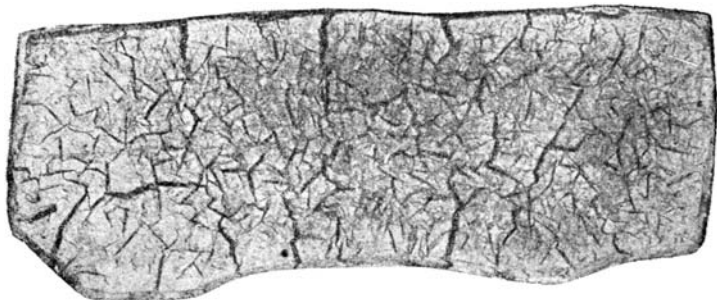
Не входя в подробную критику этого способа, мы, однако, должны сказать, что водоотдача пластичного грунта под действием нагрузки происходит в пропорциональной зависимости от его коэффициента водопроницаемости и совершается не только за счет запасов воды в междучастичных пространствах, т. е. из пор; в ней участвует, повидимому, также и та вода, которая содержится в коллоидальной субстанции грунта. С этой точки зрения едва ли можно считать, что смачивание глинистых грунтов и грунтов песчаных суть понятия идентичные. А в таком случае схема размещения воды относительно грунтовых зерен в грунтах пластичных должна отличаться от схемы, предложенной проф. Лебедевым (1931—1932).

Замораживая грунтовые образцы с различной влажностью, мы наблюдали в разных случаях различный эффект. На фиг. 10, 11, 12, 13, 14 мы приводим фотографии нескольких образцов после заморозания и оттаивания.

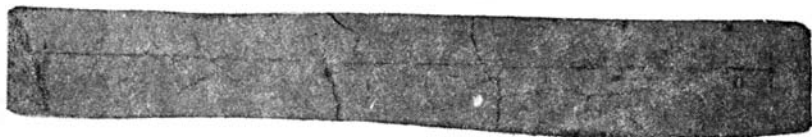
На этих фотографиях можно видеть, что как у глины, так и у лёсса появление трещин при заморозании происходит не во всех случаях. Например, при влажности, соответствующей максимальной молекулярной (по Лебедеву), трещины в образцах не образуются, несмотря на относительно более низкие температуры заморозания. Наоборот, трещин образуется тем больше, чем выше влажность грунта.

В целях выяснения степени увлажнения грунта, при которой в ней при замораживании начинается образование трещин, нами проделаны опыты, в которых грунты брались в различной степени влажности, но при коэффициенте влажности, равном единице (табл. 7).

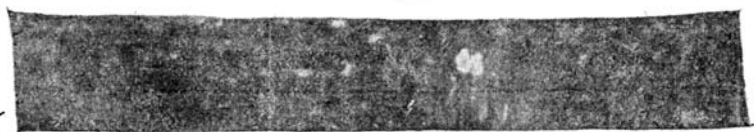
Из данных этой таблицы следует, что критическая влажность для образования трещиноватой структуры, по крайней мере в пределах данных отрицательных температур, составляет для подмосковной глины — 21, а для туркестанского лёсса — 19 весовых процентов. Сопоставляя эти цифры с показателями Аттерберга (табл. 5), видим, что они ближе всего подходят к нижнему пределу пластичности. Можно допустить, что критическая влажность по трещинообразованию на морозе и влажность, соответствующая нижнему пределу пластичности по Аттербергу, суть величины идентичные.



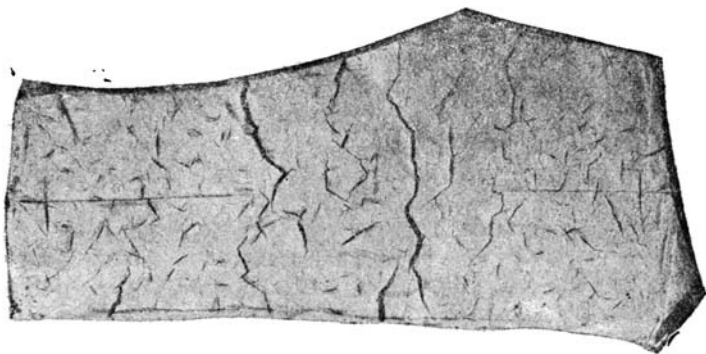
Фиг. 10. Трещинообразование в глине при влажности текучести по Аттербергу ($W=38\%$)



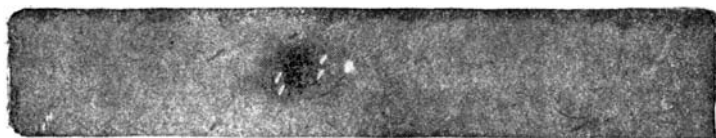
Фиг. 11. Трещинообразование в глине при влажности пластичности по Аттербергу ($W=24\%$)



Фиг. 12. Трещинообразование в глине при влажности молекулярной влагоемкости по А. Ф. Лебедеву ($W=14\%$)



Фиг. 13. Трещинообразование в лёссе при влажности текучести по Аттербергу ($W=32\%$)



Фиг. 14. Трещинообразование в лёссе при влажности молекулярной влагоемкости по А. Ф. Лебедеву (13%)

Таблица 7

Результаты замерзания грунтов при разной их влажности и охлаждении до -14°C

Подмосковная глина		Туркестанский лёсс	
Влажность в %	Структурный эффект	Влажность в %	Структурный эффект
14	Трещин нет	15	Трещин нет
16	» »	16	» »
18	» »	—	—
20	» »	19	Небольшие трещинки
21	Небольшие трещинки	—	—

ВЛИЯНИЕ ПРОМЕРЗАНИЯ ГРУНТОВ НА ИХ ПРОЧНОСТЬ

Сохранение цельности тела грунта, находящегося в составе того или иного искусственного сооружения, есть одно из необходимых условий устойчивой работы последнего. Поэтому наиболее важной задачей строительной механики грунтов является разработка правильных приемов учета условий прочности грунта, т. е. нахождения таких соотношений между внешними усилиями на грунт и его внутренними сопротивлениями, при которых цельность грунта не нарушается.

В природе часто имеют место случаи, когда то или иное земляное сооружение, спроектированное и рассчитанное в отдельных своих элементах на все возможные полезные нагрузки, все же после первого года эксплуатации приходит в нарушенное состояние. Примером этому могут служить общеизвестные случаи нарушений в полотне автогужевых дорог, в откосах земляных насыпей и выемок и т. п.

Одной из возможных причин нарушения цельности грунтовых тел может быть условие их замерзания и оттаивания.

В самом деле, ведь явление образования трещин в теле грунта при замерзании, причины и существо которого рассмотрены нами выше, означает, что происходит нарушение цельности грунта, а следовательно и его прочности. До тех пор, пока грунт находится в мерзлом состоянии, т. е. пока его разделенные по трещинам части связаны в одно целое, как бы сцементированы находящимся здесь льдом, — до тех пор грунт, несмотря на происшедшие в нем изменения, является телом прочным. Более того, прочность замерзшего грунта, как известно, выше прочности, которую он имел до замерзания. Но как только произойдет оттаивание грунта и лед в его трещинах превратится в воду, так сейчас же окажется нарушенной связность по трещинам, в местах ледового спая, между ранее образовавшимися при замерзании отдельностями грунта.

В результате мы будем иметь уже не одно цельное грунтовое тело, а аггломерат более или менее мелких грунтовых тел со связями, ослабленными по плоскостям соприкосновения, т. е. грунт с пониженной прочностью.

Компрессионные ледовые давления внутри охлаждаемого грунта могут и не привести к образованию видимых глазу раскрытых трещин. Тем не менее в скрытом виде они могут существовать в грунте и нарушать цельность, а следовательно и прочность его. Эти скрытые трещины могут быть выявлены последующим усыханием грунта без доступа к нему воды или, наоборот, при погружении грунта в воду. Они же служат поверхностями сдвигов в грунте при восприятии последним нагрузки. Это подтверждается как нашими опытами в лаборатории, так и данными других исследователей.

Явление трещинообразования в грунте, а значит и нарушения его прочности, по нашему мнению, зависит от двух основных факторов. Во-первых,

от физического состояния находящейся в грунте воды, т. е., в конечном счете, от степени дисперсности твердой фазы грунта. Во-вторых, от интенсивности охлаждения грунта, т. е. от степени охлаждения его в единицу времени.

Когда скорость охлаждения грунта относительно велика и не соответствует скорости его водоотдачи под действием внутренних ледовых давлений, количество центров льдообразования будет возрастать, мощность же ледовых месторождений (ледовые очаги) будет относительно невелика.

Наоборот, когда охлаждение грунта происходит медленно, так что вода из грунта между первоначальными очагами льдообразования успевает отфильтровываться к ним, то будет происходить нарастание мощности отдельных ледовых прослоек, а не возрастание их количества. Таким образом, количественный и качественный эффект образования трещин в замерзающем грунте зависит от водоотдачи грунта при сжатии. Само собой разумеется, что сказанное относится к тонкочастичным породам грунта. Что же касается до грунтов крупнозернистых, например песков, то явление трещинообразования здесь наблюдаться не будет, так как междучастичные пространства в этих грунтах относительно велики и заполняющая их вода по своим физическим свойствам мало чем отличается от воды в широких сосудах.

Перейдем теперь к описанию наших опытов.

Объекты и метод исследования. Опыты производились со следующими грунтами:

1. Глина желто-бурая из выработки кирпичного завода в районе Бескудника, под Москвой.
2. Глина темносера из тульского горизонта нижнекаменноугольных отложений, со строительства железной дороги Москва — Донбасс.
3. Покровный суглинок из того же места, что и темносера глина.
4. Лёсс туркестанский. Образцы его были взяты у Каттыкурмана, на территории маслозавода.

Физико-механические характеристики первого и последнего из указанных выше грунтов приведены нами выше (табл. 5)

Для грунтов 2 и 3 соответствующие характеристики помещены в табл. 8.

Таблица 8

Физические константы глины и суглинка с ж. д. Москва—Донбасс

Гранулометрический состав по фракциям в %						Показатели Ат- терберга в %		Максимальная молекулярная влажность по Лебедеву в %	Удельный вес в пикнометре
> 0.25 мм	0.25 — — 0.05 мм	0.05 — — 0.01 мм	0.01 — — 0.005 мм	0.005 — — 0.001 мм	< 0.001 мм	Нижний предел те- кучести	Нижний предел пластич- ности		
Глина темносера									
—	4.45	6.05	4.30	18.40	66.80	57.31	27.36	20.42	2.73
Суглинок покровный									
1.90	23.0	28.65	11.85	10.45	24.15	23.16	14.70	9.89	2.68

В опытах производилось наблюдение прочности грунтовых образцов при раздавливании прессом. Для этой цели был использован маломощный лабораторный пресс Лубны-Герцык с самопишущим приспособлением, позволяющим автоматически регистрировать деформации в образце в зависимости от давления.

Образцы формировались из искусственно приготовленной грунтовой массы в виде цилиндрических брикетов с диаметром основания, равным 5 см

и высотой 4.5 см. Грунтовая масса получалась смешением порошкообразного грунта с водой до получения теста густотекучей консистенции. Грунтовая масса уплотнялась в металлических цилиндрах указанного выше диаметра, причем уплотнение производилось до прекращения осадки. Образцы каждого грунта изготовлялись двух родов: уплотненные давлением 1 кг/см² и уплотненные давлением 2 кг/см².

Часть образцов поступала в шкаф мороза, где они выдерживались при температуре —15°C в течение 4—6 часов. Другая часть образцов подвергалась немедленному испытанию на прессе.

Замороженные образцы размораживались в закрытом сосуде, в котором воздух был насыщен водяными парами, для того, чтобы не происходило высушивания образцов. Затем они также испытывались на прессе.

Помимо получения при помощи самописца диаграмм, выражающих зависимость между давлениями на образец и соответствующими деформациями, в конце каждого опыта мы производили фотографирование происшедших в образце разрушений.

Обсуждение результатов опытов. В табл. 9 приведены цифровые данные по нашим опытам, а на фиг. 15, 16, 17, 18, 19 и 20 даны соответствующие диаграммы.

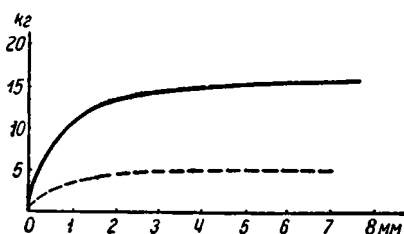
Таблица 9

Деформация грунтов под прессом до и после промерзания

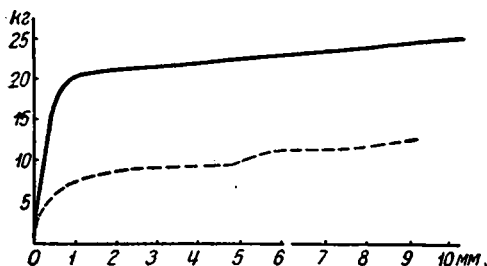
Глина желто-бурая (бескудниковская)				Глина темносерая (каменноугольная)				Лёсс туркестанский			
Без промерзания		После оттаивания		Без промерзания		После оттаивания		Без промерзания		После оттаивания	
Давление в кг	Деформация под прессом в мм	Давление в кг	Деформация под прессом в мм	кг	мм	кг	мм	кг	мм	кг	мм
Уплотнение 1 кг/см ²				Уплотнение 1 кг/см ²				Уплотнение 1 кг/см ²			
1.25	0.0	1.25	0.1	2.0	0.0	2.5	0.20	2.25	0.35	2.0	0.35
3.0	0.1	3.20	0.8	5.4	0.20	6.0	0.75	3.85	1.0	4.30	1.0
9.75	0.8	4.30	2.0	10.0	0.75	9.3	2.70	6.25	1.70	6.25	1.70
13.50	2.0	4.90	6.8	12.8	2.70	12.8	4.80	10.25	2.63	9.35	2.63
15.50	6.8	—	—	12.8	4.80	—	—	21.06	4.80	15.75	4.80
—	—	—	—	—	—	—	—	27.85	6.34	19.35	6.34
—	—	—	—	—	—	—	—	33.35	7.69	21.05	7.69
—	—	—	—	—	—	—	—	40.25	10.65	28.25	10.65
Уплотнение 2 кг/см ²				Уплотнение 2 кг/см ²				Уплотнение 2 кг/см ²			
3.10	0.0	2.0	0.0	3.50	0.0	5.5	0.6	5.5	0.43	5.5	0.43
15.0	0.35	5.50	0.35	13.50	0.6	10.5	1.9	25.0	2.40	28.0	2.40
20.0	0.80	7.25	0.80	19.25	1.9	12.5	6.4	31.0	3.03	31.0	3.03
24.0	9.30	13.20	9.30	20.50	6.4	—	—	36.6	3.95	32.0	3.95
—	—	—	—	—	—	—	—	40.0	7.70	33.3	7.70

Первое, что бросается в глаза при рассмотрении приводимого цифрового и графического материала, — это резко выраженное снижение сопротивления тех образцов, которые прошли через стадию замерзания. В некоторых случаях снижение прочности весьма значительно. Так, например, для желто-бурой бескудниковской глины прочность после замерзания и оттаивания составляет всего только 30% от прочности до замерзания для образцов, уплотненных давлением 1 кг/см² и, соответственно, 50% для образцов, подвергавшихся предварительному уплотнению давлением 2 кг/см².

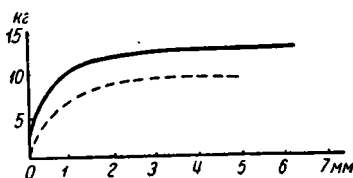
Отчетливое представление о снижении прочности грунта при замерзании и последующем оттаивании получается при сопоставлении величин, выражающих работу деформаций осадки при сжатии. Величина работы деформации, как известно, определяется площадью кривой, выражающей



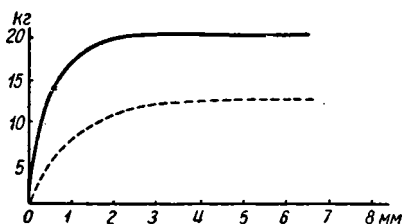
Фиг. 15. Кривая разрушения сжатием бескудниковской глины. Уплотнение при $p=1 \text{ кг/см}^2$
 — без промерзания
 - - - оттаявшая



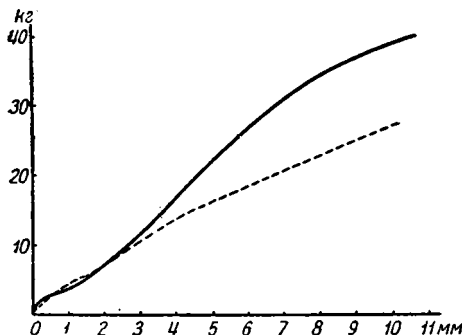
Фиг. 16. Кривые разрушения сжатием бескудниковской глины. Уплотнение при $p=2 \text{ кг/см}^2$
 — без промерзания
 - - - оттаявшая



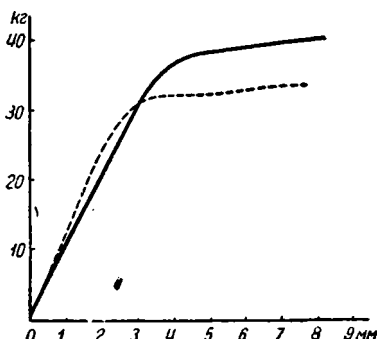
Фиг. 17. Кривые разрушения сжатием темносерой глины (каменноугольной). Уплотнение при $p=1 \text{ кг/см}^2$
 — без промерзания
 - - - оттаявшая



Фиг. 18. Кривые разрушения сжатием темносерой глины (каменноугольной). Уплотнение при $p=2 \text{ кг/см}^2$
 — без промерзания
 - - - оттаявшая



Фиг. 19. Кривые разрушения сжатием туркестанского лёсса. Уплотнение при $p=1 \text{ кг/см}^2$
 — без промерзания
 - - - оттаявший



Фиг. 20. Кривые разрушения сжатием туркестанского лёсса. Уплотнение при $p=2 \text{ кг/см}^2$
 — без промерзания
 - - - оттаявший

зависимость между силами и соответствующими деформациями. В табл. 10 мы приводим эти величины по нашим опытам.

Обращают на себя внимание также формы соответствующих кривых зависимости между давлением и деформациями. Для глинистых грунтов эти кривые в случае испытания образцов не замороженных, как правило, вначале имеют более крутой подъем. Для образцов же, прошедших через

Работа деформаций грунтовых образцов при сжатии

Наименование грунта	Работа деформаций сжатия в кг/см ²			
	Уплотнение 1 кг/см ²		Уплотнение 2 кг/см ²	
	до замерзания	после заморозания	до замерзания	после заморозания
Глина желто-бурая (бескудниковская)	8.94	2.83	20.0	9.12
Глина темносерая (каменноугольная)	5.4	4.07	11.64	6.38
Лёсс туркестанский	23.94	16.69	22.27	20.68

заморозание, этот участок кривой получается более пологим. Это указывает на то, что во втором случае грунт обладает меньшей упругостью по сравнению со случаем первым, а величина остаточных деформаций для одного и того же значения сжимающего давления увеличивается в случае, если грунт прошел через стадию заморозания (фиг. 16).

Поведение образцов лёссового грунта несколько иное, чем образцов глинистых. Хотя лёссовые образцы, как и образцы глинистые, снижают свою прочность после замораживания, это снижение, однако, не столь значительно. С другой стороны, как это отчетливо выражено на диаграмме фиг. 20, упругие свойства лёссовых образцов до заморозания и после оттаивания почти не изменяются.

Все вышесказанное может быть иллюстрировано видом происходящих в грунте деформаций при испытании сжатием. Разница в самом характере происходящих при этом деформаций хорошо различается при внешнем сопоставлении испытанных образцов.

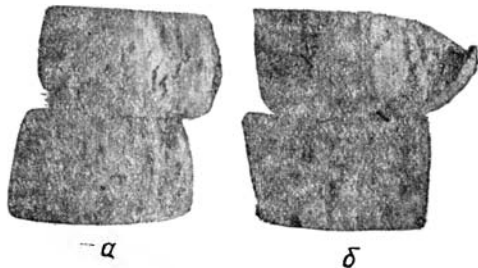
На фиг. 21—25 представлены фотографии некоторых из испытанных нами образцов.

Здесь отчетливо видна разница между происшедшими деформациями в грунтовых образцах, испытанных в разных состояниях: до заморозания и после оттаивания. На снимках видно, что образцы не замораживавшиеся деформируются при сжатии как тела пластичные, образцы же оттаившие после заморозания, наоборот, при сжатии распадаются на отдельные по всему объему подобно хрупкому аггломерату, состоящему из отдельных кусочков. Это отчетливо видно при рассмотрении образцов темносерой глины. Левая половина фиг. 23 (а и б) представляет фотографический снимок двух отдельно испытанных цилиндрических образцов этой глины (на снимке они расположены один на другом), не подвергавшихся замораживанию. Видно, что эти образцы перед испытанием на сжатие являлись цельными монолитами, а при сжатии воспринимали давление как единый равнопрочный массив. Происшедшие при разрушении образцов деформации отражают характер распределения напряжений в теле образца именно как в теле цельного монолитного строения. На фотографическом снимке видны сдвиги, происшедшие в образце по плоскостям, составляющим с направлением сжимающего давления угол, близкий к 45°. Иная картина наблюдается при рассмотрении образцов того же грунта, но подвергнутых испытанию сжатием уже после того, как они прошли однократное замораживание. Правая половина фиг. 23 (в и г) дает представление о подобных деформациях. Здесь вид разрушений в образце при сжатии определяется, надо полагать, иными причинами, а именно: наличием в теле образца трещин, являющихся следствием заморозания грунта.

Как и следовало ожидать, внешний вид разрушения образцов лёсса отличается от такового в образцах глины и напоминает разрушение, наблюдаемое при сжатии образца каменной породы.

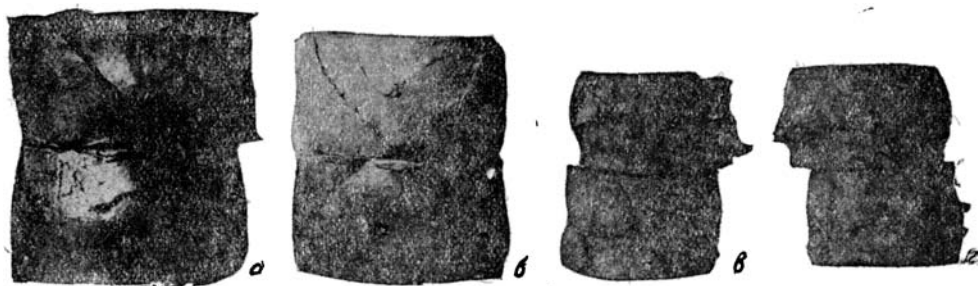
Фиг. 21. Разрушения в образцах из бескудниковской глины при раздавливании прессом. Уплотнение при $p = 1 \text{ кг/см}^2$.

а — без промерзания, б — оттаявшие



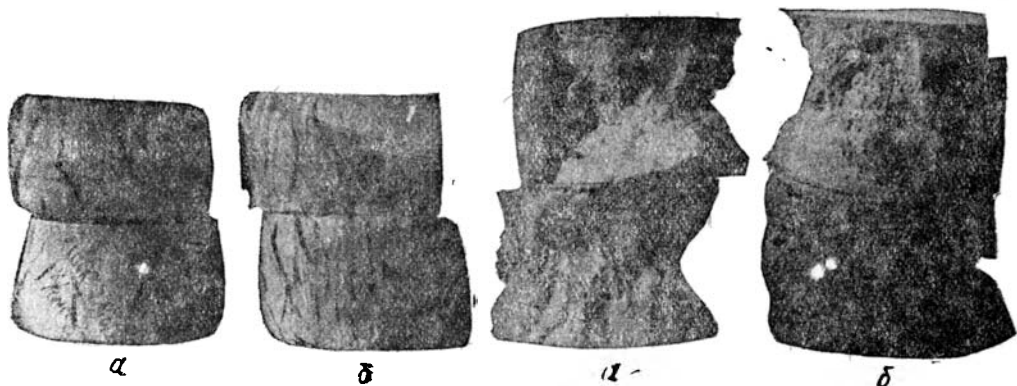
Фиг. 22. Разрушения в образцах из покровного суглинка при раздавливании прессом. Уплотнение при $p = 2 \text{ кг/см}^2$.

а — без промерзания, б — оттаявшие



Фиг. 23. Разрушения в образцах из темносерой (каменноугольной) глины при раздавливании прессом. Уплотнение при $p = 1 \text{ кг/см}^2$ (б и в) и при $p = 2 \text{ кг/см}^2$ (а и г).

а и б — без промерзания, в и г — оттаявшие



Фиг. 24. Разрушение в образцах из туркестанского лёсса при раздавливании прессом. Уплотнение при $p = 1 \text{ кг/см}^2$.

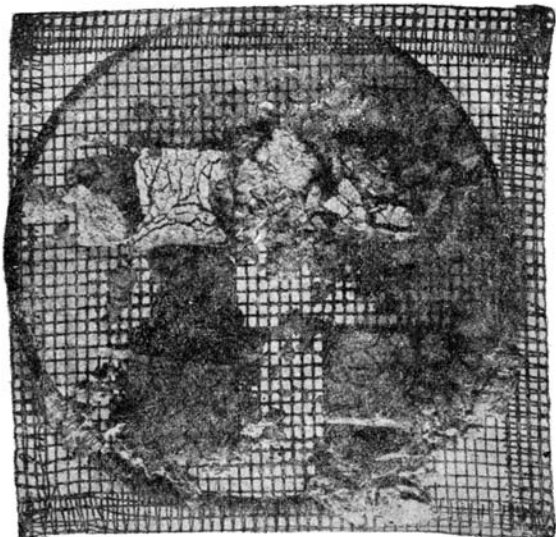
а — без промерзания, б — оттаявшие

Фиг. 25. Разрушение в образцах из туркестанского лёсса при раздавливании прессом. Уплотнение при $p = 2 \text{ кг/см}^2$.

а — оттаявшие, б — без промерзания

Особенностью лёсса является также и то, что характер разрушения образцов при сжатии один и тот же как в случае испытания в состоянии до замерзания, так и в состоянии после оттаивания.

Водостойкость. Не менее показательным является характер разрушений грунта в состоянии до замерзания и после оттаивания при размокании в воде. При погружении в воду имеющиеся в грунте трещины обнаруживаются отчетливо по характеру распада грунта в воде.



Фиг. 26. Разрушение кубиков из покровного суглинка при размокании в воде после замерзания

них помещалась в шкаф мороза при температуре -15°C и затем размораживалась при комнатной температуре без возможности усыхания. Оттаявшие и параллельно с ними не подвергавшиеся замораживанию кубики опускались на металлической сетке в воду на глубину примерно 5—6 см для производства наблюдения за характером и интенсивностью их размокания во времени.

Испытания показали следующее время размокания под водой кубиков покровного суглинка размерами $2.7 \times 2.7 \times 2.7$ см (в минутах):

До замерзания	85	140	125
После оттаивания	10	10	10

Точно так же отличается и внешний вид разрушений кубиков при размокании в воде для образцов замороженных и не замороженных. В первых наблюдается разделение на пластинки и ореховатые отдельныености, довольно устойчивые против размокания (фиг. 26). Вторые распыляются под водой в бесформенную массу.

О ВЕЛИЧИНЕ КОМПРЕССИОННЫХ СИЛ В ГЛИНИСТОМ ГРУНТЕ ПРИ ЗАМЕРЗАНИИ

Вопрос о внутренних напряжениях сжатия в глинистых грунтах при замерзании в науке почти совершенно не разработан. Между тем большое значение его в практическом отношении несомненно. Поэтому исследования в этом направлении представляют не только теоретический, но также и практический интерес.

Изучение внутренних сил в грунте при замерзании было начато нами еще в 1933 г. (Федосов, 1935) и заключалось в следующем.

Как уже было сказано выше, набухший от воды глинистый грунт при замерзании разделяется трещинами на отдельности, причем твердый материал грунта в этих отдельностях уплотняется силами растущего по трещинам льда.

Таким образом, в стадии льдообразования в глинистом грунте происходит усадка его, но эта усадка носит уже иной характер: она идет по отдельным участкам грунта.

Здесь компрессионные силы со стороны формирующегося льда по отношению к обжимаемым объемам грунта являются силами внешними и, как таковые, они, очевидно, могут быть определены по общеизвестному правилу механики грунтов, установленному К. Терцаги. Правило это основано на том, что влажность глинистого грунта, получающаяся в процессе уплотнения грунта внешним давлением, если все поры в нем целиком заполнены водой, связана с этим давлением вполне определенной зависимостью. Зависимость выражается компрессионной кривой, которая может быть получена при соответствующем испытании грунта в лаборатории.

Исходя из того, что отжатие воды из отдельностей глинистого грунта в стадии трещинообразования происходит за счет компрессионных сил льда, представляется возможным определить величину этих компрессионных сил, пользуясь указанным положением Терцаги. Для этого, очевидно, необходимо иметь компрессионную кривую данного грунта, с одной стороны, и, с другой стороны, знать влажность в отдельностях, образованных при замерзании. Припав значение этих влажностей за одну из координат, другую координату, т. е. давление, которое уплотняло грунт при замерзании, можно определить из диаграммы компрессионной кривой. Как пример такого определения компрессионных сил льда в глинистых грунтах приведем некоторые наши данные, относящиеся к подмосковной глине и туркестанскому лёссу (табл. 11).

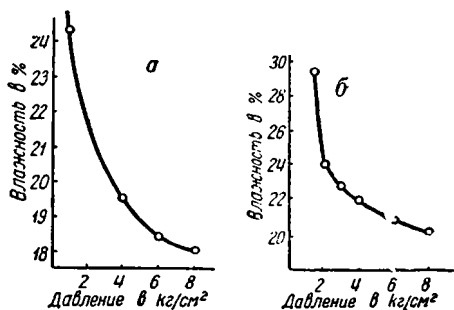
Таблица 11

Подсчет компрессионных сил льда в замерзающих глинистых грунтах

Наименование грунта	Охлаждение до °C	Влажность в %		Напряжение сжатия по компрессионной кривой в кг/см ²
		до замерзания	после замерзания	
Глина	—17	38.87	29.71	1.6
»	—10	30.0	26.14	1.8
Лёсс	—10	25.0	22.53	1.6

Компрессионные кривые данных грунтов, для искусственно приготовленной грунтовой массы, приведены на фиг. 27.

Полученные нами величины давлений льда в грунте, как это видно из помещенной выше табл. 11, выражаются величинами 1.6 — 1.8 кг/см². Но это, конечно, не означает, что давления льда в грунте проявляются величинами только такого порядка. Как известно, давление льда при замерзании воды в замкнутом сосуде с достаточно прочными стенками может достигнуть величины 2100 кг/см². Следовательно, цифры 1.6—1.8 кг/см², полученные в наших опытах, выражают собой лишь реакцию со стороны замерзающего грунта против сил ледового давления.



Фиг. 27. Компрессионные кривые бескудниковской глины (а) и туркестанского лёсса (б)

Наши образцы грунтов были сравнительно малы по объему, находились в неестественном с поверхности, свободном для деформации состоянии и поэтому не развили в себе больших сопротивлений кристаллизующемуся льду. Но несомненно, что при других обстоятельствах давления льда получились бы иными. Например, в известных опытах Тебера с замораживанием цилиндров из влажной глины, когда цилиндры замерзали будучи зажатыми пружиной, зарегистрированы давления до 14 кг/см^2 (Тебер, 1930₂).

Теоретический максимум давлений льда в грунте должен был бы совпадать с наибольшим давлением, которое развивает вода при замерзании, т. е. 2100 кг/см^2 . Однако, имея в виду аномальные особенности воды в порах грунта, с одной стороны, вероятность наличия в грунте газообразной фазы, с другой, — вряд ли возможно переносить величину 2100 кг/см^2 , полученную для воды в широком металлическом сосуде, на воду, замерзающую в узких пространствах грунта. Вполне вероятно, что вода в порах грунта обладает и аномалией давления при замерзании. Но этот вопрос в настоящее время еще не выяснен.

При исследовании напряжения сжатия глинистых грунтов при замерзании необходимо принимать во внимание роль отдельных факторов, среди которых, по нашему мнению, имеют значение: род грунта, его влажность, а также — степень и скорость их охлаждения. Нам, к сожалению, не удалось продолжить начатые нами работы в таком направлении.

Неизвестно, производились ли и производятся ли подобные исследования где-нибудь в исследовательских организациях нашего Союза. Из зарубежных же работ мы можем назвать только одну работу в этой области, а именно работу Артура Казагранде в Америке (Казагранде, 1935).

В июле 1935 г. этот исследователь опубликовал статью, в которой изложил результаты своих работ по определению давлений, обнаруживаемых растущими линзами льда в замерзающей глине. Его опыты состояли в следующем.

Влажная глина, заключенная в парафинированных картонных стаканах, замораживалась таким образом, что холод поступал только сверху. Для этого сосуды на всю их высоту погружались в толщу сухого песка, а на дне сосуда температура во все время опыта поддерживалась положительной.

Когда проникновение линии мороза в образец прекращалось (т. е. когда в образце устанавливалось температурное равновесие), опыт прекращался. Затем стакан удалялся, образец распиливался пополам, вслед за чем производилось изучение и измерение образований льда и извлекались многочисленные маленькие отдельности глины для определения их влажности.

Опытами установлено явление перераспределения жидкой и твердой фаз глины. Так, например, в одном случае при первоначальном содержании воды в глине 42.4%, после замерзания в отдельных участках, находящихся между прослойками льда, оно оказалось равным в среднем только 27.5%.

Казагранде совершенно так же, как это делали и мы, подходит к определению напряжений внутри замерзающей глины. Его опыты, которые, правда, несколько отличаются от наших, подтверждают предположения о том, что напряжения усадки зависят как от степени, так и от скорости охлаждения при замерзании.

Упомянутая работа Казагранде относится к 1935 г., т. е. к более позднему времени, чем наши исследования. Тот факт, что при этом устанавливается почти полное совпадение в направлениях исследования, несмотря на то, что возникли они в разных частях света и независимо друг от друга, служит указанием на то, что данная идея назрела и начинает обретать свое место в науке.

ВНУТРИОВЪЕМНАЯ УСАДКА И ПУЧЕНИЕ ПОВЕРХНОСТИ В ЗАМЕРЗАЮЩИХ ГРУНТАХ

В природе широко распространено явление пучения грунтов при замерзании; эффект пучения нередко наблюдается также и в глинистых грунтах. Поэтому основной тезис, вытекающий из нашего исследования и гласящий, что глинистые грунты при замерзании усаживаются, как будто бы находятся в противоречии с только что сказанным по поводу пучения глинистых грунтов. Но противоречие это только кажущееся.

Говоря об усадке глины при замерзании, мы отнюдь не утверждаем, что объем по контуру тела, ею составленного, при этом должен сократиться. Напротив, вполне определенно можно утверждать, что подобное увеличение объема будет всегда иметь место при условии, что в замерзающей глине все поры нацело заполнены водой, а потери влаги, например на испарение, не происходит. Случаи эти, очевидно, распространяются на грунты, залегающие не непосредственно на дневной поверхности или в зоне испарения.

Но в случаях увеличения объема глинистого грунта по контуру, т. е. пучения его с поверхности, усадка твердой фазы также имеет место.

Усадка твердой фазы в глине и увеличение объема ее по контуру в условиях замерзания при известной влажности, границу которой мы называли «критической влажностью по трещинообразованию на морозе», совершаются одновременно; эти явления сопровождают друг друга.

В некоторых случаях при замерзании глины баланс объемных деформаций может равняться нулю. Это — когда усадка скелета от испарения при замерзании количественно равна приросту объема от перехода воды в лед. Но нулевой баланс деформации при замерзании не является показателем стабильности величины объема при оттаивании грунта. Особенно это относится к тем горизонтам грунта, которые несут на себе нагрузку от выше-расположенного сооружения, в качестве каковой можно рассматривать также и вес вышележащих масс самого грунта.

Поэтому наблюдаются, например, случаи нарушения грунтов в откосах или в основании сооружений после оттаивания, хотя пучения их при замерзании не происходило вовсе.

Здесь можно было бы указать на оплывины в откосах выемок, которые можно видеть при оттаивании грунтов с наступлением оттепелей, например оплывины в откосах так называемой Веневской выемки на ж.д. Москва—Донбасс, где сползли поверхностные слои глинистого грунта, находившиеся до замерзания в устойчивом состоянии.

М. И. Сумгин рассказал нам об обвале огромной глыбы грунта из стенки одной из шахт в районе вечной мерзлоты. Обвал произошел при повышении температуры воздуха в шахте, что, очевидно, способствовало ослаблению связей по трещинам замерзания.

Факт перераспределения и усадки твердой фазы в глине при замерзании указывает на работу внутренних сил, вызванных к действию морозом. Работа этих сил необратима, и потому при оттаивании грунт получает дополнительную осадку под нагрузкой, которую он выдерживал до замерзания. Для прогноза величины дополнительной осадки грунта, прошедшего через замерзание, требуется знать величину объемной усадки его твердой фазы. Определение последней в свете данного исследования сводится к следующему.

Так как концентрация воды по щелевидным очагам с последующим переходом ее в лед связана с перемещением и обжатием твердой фазы и сосредоточением ее по отдельным участкам, то, очевидно, для грунта, способного к трещинообразованию на морозе, усадка твердой фазы может быть выражена через объем льда в щелях.

Максимально возможный объем воды, идущей на сосредоточенное образование льда, определяется следующим выражением:

$$V_3 = V - (V_1 + V_2), \quad (1)$$

где: V_3 — объем воды, способной к концентрированному образованию льда
 V — объем всей воды в грунте до охлаждения,
 V_1 — объем воды, испарившейся при охлаждении,
 V_2 — объем воды, соответствующий критической влажности по трещинообразованию на морозе.

Приращение же объема от перехода воды в лед выразится соответственно величиной $0,09 V_3$.

Если обозначить:

V' — объем грунта при критической влажности по трещинообразованию на морозе и при коэффициенте влажности, равном единице,

V'' — объем грунта после набухания от воды, то разность между ними выразится величиной:

$$V^0 = V'' - V'.$$

Величина V^0 и представляет собой величину максимальной возможной усадки грунтового скелета в грунте за счет сосредоточенного образования льда при замерзании.

Поэтому можно написать следующее равенство:

$$V^0 = 1,09 V_3,$$

или, принимая во внимание равенство (1),

$$V^0 = 1,09 [V - (V_1 + V_2)].$$

Для случая, когда не происходит испарения влаги при охлаждении, т. е. для грунтов, замерзающих на глубине, будем иметь:

$$V^0 = 1,09 (V - V_2).$$

Выражая V и V_2 через объем грунтового скелета и влажность, получим:

$$V^0 = 1,09 V_{ск} (W - W_2) \frac{\Delta_{ск}}{\Delta_b},$$

где: $V_{ск}$ — объем скелета грунта в рассматриваемом объеме грунта,

Δ_b — удельный вес воды,

$\Delta_{ск}$ — удельный вес скелета,

W, W_2 — соответствующие влажности, выраженные в долях единицы, а именно:

W — общая влажность по глубине осадки,

W_2 — влажность грунтовых элементов между прослойками льда.

Взяв отношение V^0 к рассматриваемому объему грунта, будем иметь:

$$\frac{V^0}{V} = \frac{1,09 \cdot \Delta_{ск} \cdot V_{ск}}{\Delta_b \cdot V} \cdot (W - W_2). \quad (2)$$

[Обозначив отношение $\frac{\Delta_{ск}}{\Delta_b}$ через n и имея в виду, что $\frac{V_{ск}}{V} = \frac{1}{1 + \epsilon_0}$, где ϵ_0 коэффициент пористости грунта в состоянии до замерзания, получим окончательно выражение для коэффициента внутриобъемной усадки глины на морозе.

$$\beta = 1,09 \frac{n}{1 + \epsilon_0} (W - W_2). \quad (3)$$

Принимая во внимание, что линейная усадка составляет, примерно, одну треть от объемной, получаем выражение для коэффициента линейной усадки в следующем виде:

$$\alpha = 0,363 \frac{n}{1 + \epsilon_0} (W - W_2). \quad (4)$$

Выражение (4) может быть использовано для прогноза осадки глинистого грунта, как основания под фундаментом, при оттаивании.

Величина осадки определяется:

$$h = \alpha H = 0.363 \frac{n}{1 + \epsilon_0} (W - W_2) H, \quad (5)$$

где H — мощность несущего слоя, дающего осадку при оттаивании.

Пользуясь высказанными здесь соображениями, можно подойти к выражению коэффициента пористости для сплотненных льдом участков грунта. Для этого величину V^0 следует отнести не ко всему объему замерзшего грунта V^0 , а к объему его твердой фазы $V_{ск}$.

Тогда изменение коэффициента пористости для отдельностей грунта выразится так:

$$\frac{V^0}{V_{ск}} = 1.09n(W - W_2).$$

Коэффициент же пористости в сплотненных льдом участках грунта:

$$\epsilon = \epsilon_0 - 1.09n(W - W_2),$$

где ϵ_0 — коэффициент пористости грунта до замерзания.

Несомненно, что коэффициенты объемной и линейной усадки глинистого грунта при замерзании не являются величиной постоянной, но зависят от ряда факторов, о чем уже сказано нами ранее. Выяснение этой зависимости должно явиться предметом дальнейших исследований.

Полученные нами формулы коэффициентов усадки требуют дальнейшей специальной проверки как лабораторными опытами, так и наблюдениями в природе.

Таким образом, из изложенного следует, что внутриобъемная усадка глинистых грунтов на морозе есть явление, обратное набуханию их в воде: если при набухании грунт поглощает воду, то при замерзании он выделяет ее; если набухание есть процесс развития активной поверхности твердой фазы и связанного с этим увеличения объема грунта, то, очевидно, усадка на морозе есть явление обратное, т. е. сокращение этой поверхности.

НОВЫЙ СПОСОБ ОПРЕДЕЛЕНИЯ КОЭФФИЦИЕНТОВ ПУЧЕНИЯ ГРУНТОВ ПРИ ЗАМЕРЗАНИИ

Определение пучения грунтов может быть произведено разными способами.

Хорошо известные и широко применяемые для этой цели приборы Сумгина и Цытовича представляют собой инструменты типа пантографа и снабжены барабаном с часовым механизмом и пишущим пером. Деформации поверхности пучения регистрируются при помощи самописца через посредство опорного штифта, составляющего часть рычажной системы прибора.

Другие приборы построены по типу дилатометров. Среди них мы можем назвать приборы Андриянова, Покровского и др. Деформации пучения грунта в этого типа приборах устанавливаются наблюдением над вытеснением жидкости (в которой происходит замерзание грунтового образца) из широкого сосуда дилатометра в капиллярную трубку.

Нами разработан новый метод и построен прибор для определения пучения грунта при замерзании, отличающийся от вышеуказанных.

Описание прибора автора. Прибор состоит из двух основных частей: 1) лабораторных рычажных технических весов и 2) простейшей холодильной установки.

На фиг. 28 схематически показана первая часть прибора. Здесь на одном конце коромысла технических весов на тонких нитях подвешена платформочка a , служащая для помещения грунтового образца. На этом же конце коромысла укрепляется платформочка b , которая предназначается для помещения мелкого разновеса. На другом конце коромысла подвешивается

чашка с; ее назначение обычное—для помещения разновеса в процессе взвешивания.

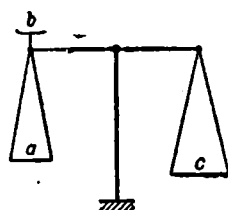
В таком виде коромысло весов должно быть уравновешено в горизонтальном положении.

На фиг. 29 схематически изображена вторая часть прибора —холодильная установка. Она состоит из двух сосудов: внутреннего — стеклянного, высотой 10—15 см, диаметром 10 см, и внешнего—высотой 15—20 см, диаметром 30—35 см. Внешний сосуд может быть из оцинкованного железа. Снаружи он должен быть покрыт теплоизолятором.

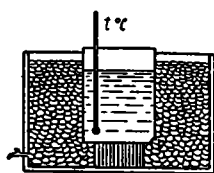
Во внутренний сосуд наливается жидкость, не замерзающая при температурах, при которых производится опыт (мы пользовались керосином). Все пространство вокруг внутреннего сосуда заполняется охлаждающей смесью (нами применялась смесь поваренной соли со льдом). В сосуд с жидкостью помещается термометр, для наблюдения температуры, при которой производится опыт.

Весь прибор, в собранном виде, схематически изображен на фиг. 30.

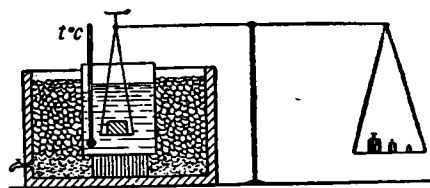
Методика исследования. В основу метода положен гидростатический принцип Архимеда, согласно которому всякое тело, погруженное



Фиг. 28. Деталь прибора А. Е. Федосова.



Фиг. 29. Деталь прибора А. Е. Федосова



Фиг. 30. Прибор А. Е. Федосова для определения объемного увеличения грунта при замерзании

в жидкость, теряет в своем весе столько, сколько весит вытесненный им объем жидкости.

Вследствие того что вода при замерзании увеличивается в объеме, можно, пользуясь указанным принципом Архимеда, вести наблюдения за объемными изменениями влажного грунта в процессе замерзания.

Работа производится в следующем порядке:

1. Определяется объем грунтового образца до замерзания. Грунтовый образец (объемом 10—15 см³) взвешивается в обычных условиях на весах, с точностью до 0.01 г.

Затем определяется вес образца в жидкости при комнатной температуре, где он далее будет замерзать.

Объем грунтового образца определяется по формуле:

$$V_1 = \frac{G_0 - G_t}{\gamma_t},$$

где: V_1 — объем грунтового образца,

G_0 — вес грунтового образца на воздухе,

G_t — вес грунтового образца в жидкости при комнатной температуре,

γ_t — удельный вес жидкости при комнатной температуре.

2. Грунтовый образец замораживается. Образец помещается на платформочку *a*, погружается в банку с охлажденной до требуемой температуры жидкостью и уравновешивается грузом на чашке *c* (фиг. 30).

По мере охлаждения грунтового образца, коромысло весов выходит из горизонтального положения. Для того, чтобы вернуть его вновь в горизонтальное положение, понадобится на платформочку *b* положить соответствующее количество груза (для этого лучше всего пользоваться среднезернистым кварцевым песком).

Опыт продолжается до тех пор, пока на весах прибора при данной температуре охлаждения не установится равновесие, указывающее на то, что процесс перехода воды в грунт в состояние льда закончен.

3. Определяется объем замерзшего грунта. Объем определяется по формуле:

$$V_2 = \frac{G_0 - (G_t - G_1)}{\gamma_t},$$

где: V_2 — объем замерзшего грунтового образца,

G_0 — вес грунтового образца в воздухе,

G_t — вес грунтового образца в жидкости,

G_1 — изменение веса при замерзании (вес груза на платформочке b).

Приращение объема грунтового образца при замерзании равно:

$$V^0 = V_2 - V_1 = \frac{G_1}{\gamma_t}.$$

Отнеся к первоначальному объему, будем иметь:

$$k = \frac{G_1}{G_0 - G_t}.$$

Величина k может быть названа коэффициентом объемного увеличения грунта при замерзании в условиях отсутствия испарения воды.

В табл. 12 мы приводим данные наших опытов по определению коэффициента k , полученные для покровного суглинка в состоянии искусственно приготовленной грунтовой массы. Опыты выполнены автором описанным выше способом в грунтовой лаборатории ЦИС НКПС в 1934 г.

Таблица 12

Результаты опытов по определению коэффициента объемного увеличения грунта при замерзании (k)
(грунт—суглинок покровный)

Влажность в %	Вес образца в г				Объем образца в см³			Коэффициент объемного увеличения <i>k</i>
	при +18°C		при -10°C		до заморозания	после заморозания	прирост объема	
	на воздухе	в керосине	в керосине	потеря веса				
20	20.09	12.96	12.57	0.39	10.74	11.20	0.46	0.043
20	7.98	4.64	4.53	0.11	3.93	4.06	0.13	0.033
30	12.93	7.19	6.89	0.30	6.75	7.10	0.35	0.052
30	19.71	10.99	10.59	0.40	10.26	10.73	0.47	0.046

Зависимость коэффициента пучения от некоторых факторов. Работы по исследованию коэффициента объем-

Таблица 13

Зависимость k от влажности

Чернозем		Чернозем + 5% песка		Чернозем + 15% песка		Чернозем + 25% песка	
Влажность	k	Влажность	k	Влажность	k	Влажность	k
55.12	0.074	43.04	0.061	40.46	0.056	27.46	0.057
30.57	0.063	30.62	0.056	29.90	0.046	25.09	0.040
21.84	0.054	13.09	0.042	20.55	0.039	17.64	0.037

ного увеличения при замерзании k были нами продолжены в 1938 г.¹ При этом выяснялась зависимость коэффициента k от:

- 1) показателя пластичности грунта, т. е. от глинистости грунта;
- 2) влажности грунта, т. е. от его консистенции;
- 3) объема образца грунта в опыте.

Исследовался чернозем горизонта А (0—30) с территории Орловской областной сельскохозяйственной станции в 18 км от г. Воронежа.

Механический состав чернозема, определенный по способу Робинсона — Земитченского, следующий (в %):

Фракция							
в мм . . .	1—0.25	0.25—0.05	0.05—0.01	0.01—0.005	0.005—0.001	< 0.001	
%	4.94	6.14	29.46	38.60	6.78	14.08	

Для получения проб с различными показателями пластичности были приготовлены искусственные смеси из чернозема и кварцевого песка, состоящего из зерен не менее 0.25 мм в диаметре. Смеси эти характеризовались следующими свойствами:

	Чернозем	Чернозем + 5% песка	Чернозем + 15% песка	Чернозем + 25% песка
Удельный вес скелета . .	2.41	2.42	2.45	2.47
Коэффициент пластичности по Аттербергу в %	38	30	22	16

Образцы грунта формировались на прессе в виде кубиков из увлажненной до требуемого состояния грунтовой массы.

Опыты показали, что как степень глинистости, так и влажность и объем образца грунта определенным образом влияют на коэффициент объемного увеличения грунта при замерзании.

В табл. 13—15 приведены соответствующие цифровые данные, полученные из опытов.

Таблица 14
Зависимость k от степени
глинистости грунта

Показатель пластичности по Аттербергу в %	Степень увлажнения *	k
38.0	1.20	0.060
29.6	1.04	0.056
22.0	1.36	0.046
16.3	1.08	0.037

Таблица 15
Зависимость k
от объема
образца

(чернозем; влажность—30.57%)	
Объем (см ³)	k
1.85	0.054
7.21	0.061
8.32	0.063

Как видно из таблиц, коэффициент k объемного увеличения грунта при замерзании прямо пропорционален степени глинистости грунта, его влажности и объему.

ВЫВОДЫ И ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Использование мерзлых грунтов в строительных целях в условиях нашего Союза является проблемой, значение которой трудно переоценить.

Решение этой проблемы во всей ее совокупности и полноте невозможно без научного исследования мерзлого грунта. Последнее же в настоящее время

¹ Опыты производились под руководством автора в грунтовой лаборатории при кафедре грунтоведения почвенно-географического факультета МГУ студенткой V курса Е. И. Лесовой.

* Отношение влажности грунта к показателю пластичности.

нуждается в соответствующей теории, которая находилась бы на современном уровне науки и давала бы истинное освещение такого важного явления в природе, каким являются мерзлые грунты. Настоящая работа представляет комплекс исследований автора в направлении выяснения динамики процесса замерзания глинистых грунтов.

Главнейшие выводы по существу данного исследования сводятся к следующему:

1. Замерзание жидкой фазы в грунтах сопровождается появлением центров кристаллизации льда, подобно тому, как это имеет место при замерзании воды в широких сосудах (Альтберг).

2. Миграция жидкой фазы в водонаполненных грунтах при замерзании есть следствие напора, возникающего в воде, заполняющей поры вследствие увеличения объема при переходе воды в лед.

3. Замерзание глинистых грунтов с влажностью выше критической по трещинообразованию на морозе сопровождается явлением консолидации грунтового скелета. Это явление названо нами *внутриобъемной усадкой глин при замерзании*. Оно зависит от степени глинистости грунта и его влажности и вызывается компрессионными давлениями, развивающимися в группе при замерзании его жидкой фазы.

4. Давления, вызывающие внутриобъемную усадку грунтов при замерзании, могут быть определены способами, применяемыми для подобных целей в механике грунтов. Для подмосковной глины и туркестанского лёсса эти давления в условиях наших опытов оказались равными 1.6—1.8 кг/см².

5. Замерзание водонаполненных глинистых грунтов при влажности, превышающей критическую по трещинообразованию на морозе, приводит к значительному снижению их прочности при оттаивании. Потеря прочности может достигать 50 и более процентов.

6. Выведены формулы для выражения внутриобъемной усадки глинистого грунта при замерзании и для прогноза осадки сооружений, возводимых на мерзлых глинистых грунтах, при разморозании основания.

Коэффициент внутриобъемной усадки глин на морозе, представляющий отношение объема усадки к первоначальному объему грунта, выражается формулой:

$$\beta = 1.09 \frac{n}{1 + \epsilon_0} (W - W_2),$$

где: β — коэффициент внутриобъемной усадки глин на морозе,

n — отношение удельного веса скелета грунта к удельному весу воды,

ϵ_0 — коэффициент пористости грунта до замерзания,

W — влажность грунта до замерзания, выраженная в долях единицы,

W_2 — влажность грунтовых отдельностей между прослоями льда.

Максимальная величина осадки сооружения вследствие оттаивания глинистого основания может быть определена по формуле:

$$h = 0.363 \frac{n}{1 + \epsilon_0} (W - W_2) H.$$

Здесь значения n , ϵ_0 , W , W_2 те же, что и в вышеприведенной формуле для коэффициента внутриобъемной усадки; H — мощность оттаивающего слоя грунта под сооружением.

7. Разработаны новый метод и прибор для определения коэффициентов пучения грунтов при замерзании, основанные на гидростатическом принципе Архимеда. Предлагаемый прибор выгодно отличается от других, уже известных, тем, что он широко и точно позволяет вести наблюдения над коэффициентами пучения, работая с относительно большими образцами грунта.

Мы рассматриваем наши работы по изучению мерзлых грунтов, основное содержание которых изложено в данной работе, лишь как попытку если не разрешить (что не под силу одному человеку), то хотя бы поставить для

обсуждения и разрешения некоторые, на наш взгляд, важные вопросы из области механики мерзлых грунтов. Главная работа, интересная и благодарная для научного исследователя, здесь еще впереди.

ЛИТЕРАТУРА

- Албенский В. В. Полевые опыты по изучению промерзания грунтов. 1933.
Альтберг. О центрах кристаллизации воды. Изв. Гл. геофиз. observ., 1929, № 2.
Андрьянов П. И. 1. Коэффициент расширения грунтов при замерзании. Изд. Совета по изуч. произ. сил и Ком. по изуч. вечн. мерзл. Ак. Наук СССР, 1936.
— 2. Температуры замерзания грунтов. Изд. Ак. Наук СССР, 1936.
Боровик-Романова. Переохлаждение воды в капиллярных трубках. Журн. Русск. физ.-хим. общ., ч. физ., 1924, 56, вып. I.
Буюкос. Передвижение почвенной влаги из малых капилляров в большие во время замерзания. Journ. Agr. Res., 1923.
Винтермейер А. М. Процент замерзающей воды в почве. Бюро общ. дорог США, 1925.
Войслав, Ясинский и др. О новейших исследованиях пучин ж.-д. полотна и о мерах к их устранению. Изв. Собр. инж. путей сообщ., 1891, 11.
Герсеванов Н. М. Основы динамики грунтовой массы. 1933.
Глины Московской области, 1931.
Гохберг Б. М. Влияние сильных электрических полей на адсорбцию воды на поверхности слюды. Журн. exper. и теор. физ., 1931, 1, вып. V.
Дерягин Б. В. Упругие свойства тонких слоев воды. Журн. физ. хим., 1932, 3, вып. I.
Дерягин Б. В. и Обухов Е. В. Аномальные свойства тонких слоев жидкостей. Коллоид. журн., 1935, 1, вып. V.
Думанский А. В. Вода в коллоидных системах. Изв. Гос. н.-и. инст. коллоидн. хим., 1934, вып. V.
Думанский А. В. и Думанская А. П. Связанная вода в почвах. Изв. Гос. н.-и. инст. коллоидн. хим., 1934, вып. II.
Землячченский П. А. Глины СССР. 1935.
Казагранде А. Определение давлений льда в глинах. Ing. News Record, 1935, 25 июля.
Качинский Н. А. Замерзание, разморозание и влажность почвы. 1927.
Лазарев П. О пластичности вещества и о причинах, которые вызывают ее. Журн. прикл. физ., 1929, 6, вып. I.
Лебедев А. Ф. Почвенные и грунтовые воды. 1931—1932.
Матсон С. Почвенные коллоиды. Сельхозгиз, 1934.
Морошкин В. И. К вопросу об образовании ледяных кристаллов в мерзлых грунтах. 28-й сборн. Н.-и инст. пути НКПС, 1933.
Никифоров К. О некоторых динамических процессах в почвах в области распространения почвенной мерзлоты. Почвоведение, 1912, № 2.
Покровский Г. И. Механика мерзлого грунта. Журн. техн. физ., 1935, 5, вып. VI.
Понагайбо и Крынин. Исследования грунтов. Изд. Научно-техн. управл. ВСНХ, 1927.
Пучины на автогужевых дорогах и борьба с ними. Гострансиздат, 1936.
Раковский А. В. и др. Влияние посторонней твердой фазы на температуру замерзания воды и слабых водных растворов. Журн. общ. хим., 1935, 5, 9—10.
Сукачев В. Н. К вопросу о влиянии мерзлоты на почву. Изв. Ак. Наук СССР, 1911, 5.
Сумгин М. И. Физико-механические процессы во влажных и мерзлых грунтах в связи с образованием пучин на дорогах. 1929.
— Метод замораживания воды в пленочном состоянии. Тр. Центр. инст. автодор. транспорта. Грунты, грунтовые и гравийные дороги. Гострансиздат, 1932.
Талмуд Д. Л. и Бреслер С. Е. Поверхностные явления. 1934.
Транспортный Hütte, ч. I, 1926, вып. I—II.
Тебер С. 1. Механизм морозного пучения. Journ. Geol., 1930.
— 2. Проморозание и оттаивание грунтов как фактор разрушения дорожных одежд. Public Roads, 1930, № 6.
Фагелер А. Е. Режим катионов и воды в минеральных почвах. Сельхозгиз, 1938.
Федосов А. Е. Физико-механические процессы в грунтах при замерзании и оттаивании. 1935.
— Новый метод определения объема грунта при замерзании. Тр. Ком. по изуч. вечн. мерзл. Ак. Наук СССР, 1938, 6.
— Физико-механические процессы в глинистых грунтах при усыхании и набухании. Тр. Геол. инст. Ак. Наук СССР, 1939, 9.
Хвольсон. Курс физики, т. III, 1905, 87.
Цытович Н. А. Некоторые исследования вечной мерзлоты в низовьях р. Енисей. Тр. Ком. по изуч. вечн. мерзл. Ак. Наук СССР, 1932, 1.

Цытович Н. А. и Сумгин М. И. Основания механики мерзлых грунтов. 1937.
Чапок М. В. Сжатие системы — адсорбированная вода + почва. Почвоведение,
1933, № 1—2.

Штукенберг В. Заметка о пучинах на железных дорогах и о мерах для уничтожения их. Журн. Инженер, 1885, 4, № 10.

А. Е. FEDOSOV

MECHANICAL PROCESSES IN GROUNDS DURING THE FREEZING OF THE LIQUID PHASE

SUMMARY

The present work is an account of the investigations made by the author on the dynamics of the process of freezing of argillaceous grounds. Grounds have been examined, with their pores completely filled with water, for which the author introduces the term «water-filled grounds» in contradistinction to the widely known but less universal term «water-saturated grounds».

The freezing of the water-filled ground begins with the formation of detached centers of ice crystallization confined to the largest pores, all other conditions being equal. At the same time begin to act forces which result from the increase of the volume when water turns into ice.

They are directed laterally from the centers of crystallization and present external forces with regard to the adjoining areas of the ground. Acting from different points these forces compress the enclosed areas of ground, condensing them and forcing out the water. At the same time fissures filled with ice are being formed in the ground. This phenomenon is termed the intervolumetric shrinkage of the argillaceous ground during freezing. The pressures producing the intervolumetric shrinkage of the grounds during freezing may be determined by methods known from the mechanics of grounds. For the clays from the near-Moscow region and for the loess from Turkestan they proved to be 1.6 — 1.8 kg/cm².

On the basis of the investigations made the following formula has been obtained for the prognosis of the subsidence of buildings, raised upon clayey grounds during the freezing of the latter:

$$h = 0.363 \frac{n}{1 + \epsilon_0} (W - W_2) \cdot H,$$

where h — subsidence during thawing, n — ratio of specific gravity of ground skeleton to specific gravity of water, ϵ_0 — coefficient of porosity of the ground at the base before freezing, W — average moisture-content of the ground before freezing, expressed in fractions of a unit, W_2 — same, moisture for ground elements between ice layers, H — thickness of thawing layer of ground under the building.

The description of a new method and apparatus is also given, devised by the author for the determination of the coefficients of swelling of the grounds during freezing and based upon the well-known hydrostatic principle of Archimedes. The apparatus is distinguished by simplicity of design and high accuracy of readings.

ОГЛАВЛЕНИЕ

	<i>Стр.</i>
Введение	1
Механизм образования льда при замерзании воды в широком сосуде	2
Аномальные свойства воды в грунте	3
Миграция жидкой и твердой фаз в грунте при замерзании	8
Критическая влажность по трещинообразованию на морозе	22
Влияние промерзания грунтов на их прочность	24
О величине компрессионных сил в глинистом грунте при замерзании	30
Внутриобъемная усадка и пучение поверхности в замерзающих грунтах	33
Новый способ определения коэффициентов пучения грунтов при замерзании	35
Выводы и заключение	38
Литература	40
Summary	41

Редактор Изд-ва П. С. Котляревская

Технический редактор А. П. Дронов

Корректор О. В. Герцман

Сдано в набор 8/X 1939 г. Подписано к печати 19/I 1940 г. Формат 70×108¹/₁₆. Бум. л. 1¹/₁₆. Объем 2¹/₁₆ л. В 1 л. л. 59000 печ. эк., уч.-ав. л. 3,68. Тир. 800 экз. Уполн. Главл. № А-22837. РИСО1170. АНИ 1403. Заказ № 4294.

Набрано 1-й образцовой типографией ОГИЗА РСФСР треста Полиграф-
книга. Отпечатано с матриц 1 тип. НКПС, Москва, В. Переславская 46.
Заказ № 1252.

Цена 3 руб

К-798