

Криогенный напор при формировании повторно-жильного льда и многолетних бугров пучения

А.А. Урбан

Развитие криогенного напора сопутствует подземному льдообразованию и приводит к появлению особых деформаций и осадочной слоистости в промерзающем грунте. Процессы и формы криогенного напора слабо изучены. Опыт проведения экспериментов в этом направлении невелик. Отдельные сообщения о воздействии криогенного напора на инженерные сооружения не раскрывают условий развития горизонтального давления в промерзающем грунте. В статье рассматриваются следы проявления криогенного напора в толще мерзлых аллювиальных отложений с повторно-жильным льдом и устанавливаются аналогичные следы в разрезах многолетнего бугра морозного пучения

Ключевые слова: криогенный напор, льдообразование, повторно-жильные льды, бугры морозного пучения.

Cryogenic pressure accompanies underground ice formation and leads to appearance of special type of deformations and sedimentary lamination in freezing through ground. Processes and manifestation of cryogenic pressure are poorly studied. Lab work experience is not great. Some thesis about influence of cryogenic pressure on engineering constructions doesn't reveal conditions of horizontal pressure development in freezing soil. The marks of cryogenic pressure manifestation in thickness of frozen alluvial sediments with re-wire ice are considered and analogous marks in cuts of multi-year frost heaving mounds are established.

Key words: cryogenic pressure, ice formation, re-wireice, frost heaving mounds.

Введение

Американский исследователь Х.М. Икин впервые ввел в литературу термин «морозный напор» [1]. По определению этого автора, морозное пучение (перемещение главным образом сверху минерального грунта при промерзании) следует отличать от явлений морозного напора, выраженных в преимущественно горизонтальном движении того же грунта. Хотя данное утверждение имеет уязвимые стороны, разграничение криогенного пучения и криогенного напора важно учитывать при характеристике состава и строения мерзлого грунта [2].

Позже Дж. Лаба [3] слово «напор» употребил для обозначения термического расширения льда при повышении температуры. Он отметил, что этот процесс также приводит к развитию боковых напряжений. Однако, по определению Х.М. Икина, морозный напор – самостоятельный процесс, связанный с образованием и ростом давления замерзающей воды в охлаждающемся грунте в замкнутых условиях.

Известно, что возникающее при росте ледяных кристаллов давление направлено в большинстве случаев под прямым углом к изотерме охлажда-

ющегося грунта [4]. Поскольку промерзание грунта С. Тэбер рассматривал как процесс, распространяющийся книзу от земной поверхности, и подчеркивал ведущую роль морозного пучения, а не морозного напора при льдообразовании в грунте. Однако еще А. Хамберг [5] обратил внимание на сложный характер промерзания грунта как гетерогенного материала и на возможность развития давления в нем в разных плоскостях при льдообразовании.

По утверждению ряда исследователей, переменность величины теплопроводности в промерзающем гетерогенном материале влияет на расположение охлаждающих поверхностей и приводит иногда к боковым движениям в грунте [6–8]. Сопротивление расширению также представляет собой важный фактор, определяющий характер увеличения объема грунта при промерзании. Обычно такое увеличение объема направлено вверх. Правда, это происходит не всегда и при исследовании криогенного пучения нельзя забывать о морозном напоре. В тех случаях, когда имеет место тот и другой процесс, применяют термин «морозное расширение» грунта, который характеризует движение промерзающего грунта в нескольких направлениях.

В 1954–1955 гг. В.О. Орлов процессы морозного пучения и криогенного напора изучал на опытных площадках Игарской НИМС. Этим исследователем было отмечено, что возникающие при

замерзании грунтовой воды давления «...способны вызвать изгиб мерзлого слоя грунта значительной мощности». В то же время В.О. Орловым сделан вывод о том, что вертикальное перемещение грунта в зоне такого изгиба сопровождается «...некоторым горизонтальным смещением мерзлого пласта, причем величина этого смещения будет увеличиваться по мере приближения к поверхности грунта» [9, с. 171]. По-видимому, горизонтальное перемещение промерзающего грунта происходит в объеме бугров пучения.

Деформации слоев промерзающего грунта под воздействием криогенного напора имеют место в естественных условиях. Такое смятие сопровождало аккумуляцию аллювиальных толщ, содержащих в своем составе повторно-жильный лед, и сопровождало формированию бугров морозного пучения в районе дельты р. Лены.

Описание участка работ

Исследуемая территория располагается на севере Якутии в районе дельты р. Лены (рис. 1).

Площадь дельты р. Лены составляет около 29 тыс. км². Эта обширная территория подразделяется на относительно низкую восточную часть, где распространены отложения голоцена, и более высокую западную часть, в которой значительная площадь складывается породами плейстоцена [10]. В западной части выделяются юго-западный и северо-западный районы этой дельты. Первый представлен древними островами-останцами с высотными отметками более 30 м. Строение их определяется наличием льдистых толщ супесей и суглинков, включающих многочисленные и достаточно протяженные по вертикали тела повторно-жильного льда (ледяные жилы), в разрезе островов. Одни исследователи подобные толщи назы-

вают «едомными» отложениями, другие – ледовым комплексом.

В северо-западном районе дельты р. Лены породы мерзлого комплекса менее развиты. Здесь часто встречаются песчаные острова с альтитудами поверхности ниже 30 м [11].

Отложения ледового комплекса слагают обширные участки едомы в рельефе третьей надпойменной террасы, на юго-западе дельты р. Лены, где эта терраса примыкает к склонам кряжа Чекановского. Восточнее подобные участки встречаются на островах Сардах, Собо-Сисе и некоторых других, а также на п-ове Быковском. Абсолютная высота участков едомы в устьевой части р. Лены изменяется от 20 до 60 м, но чаще составляет 35–45 м.

По имеющимся данным, среднегодовая температура воздуха в районе дельты р. Лена составляет -12,7°C. Средние температуры воздуха января -30,5°C, июля 7,7°C. Абсолютный максимум температур воздуха достигает 32,7°C, абсолютный минимум -53°C. Отрицательная средняя суточная температура воздуха держится до 9 месяцев в году.

За год здесь выпадает от 200 до 250 мм осадков. На летние месяцы приходится более половины годовой нормы (только за июль–август выпадает более 100 мм). Устойчивый снежный покров образуется во второй половине сентября и сохраняется до середины июня. В долинах и на днищах крупных оврагов снежники исчезают лишь в июле–августе, а некоторые из них сохраняются в течение всего лета [10, 12–14].

Многолетнемерзлые породы (ММП) характеризуются мощностью от 50 м в районе Оленекской протоки, до 650 м в районе п. Тикси [13]. С приближением к береговой линии моря мощность многолетнемерзлых пород существенно уменьша-

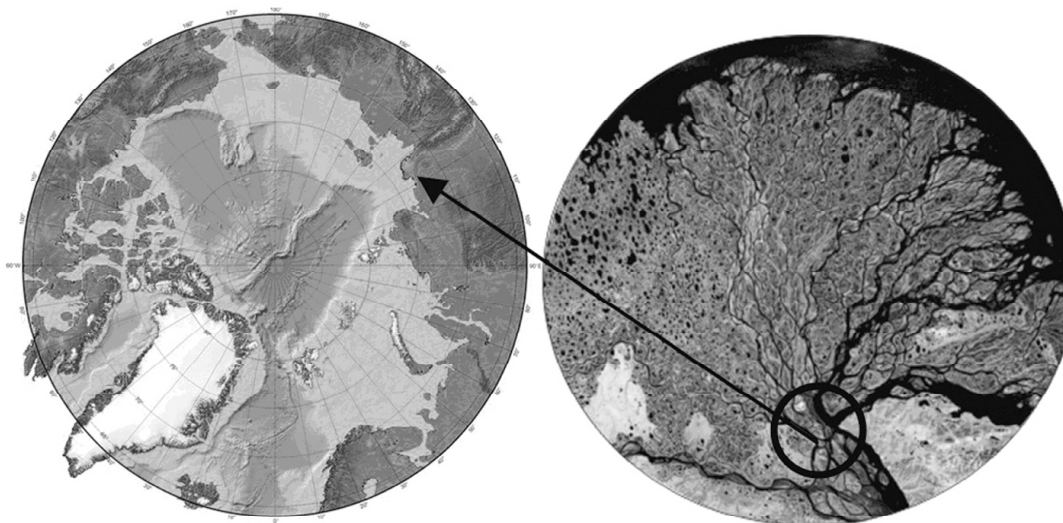


Рис. 1. Схема расположения исследуемого участка

ется. Под крупными озерами и протоками формируются как замкнутые, так и сквозные талики.

Температура ММП в устьевой области р. Лены одна из самых низких по сравнению с другими устьевыми участками Арктического бассейна. На подошве слоя годовых теплооборотов температура ММП варьирует от -8 до -13°C . Мощность этого слоя в разных ландшафтных условиях изменяется от 10 до 20 м.

Ледовый комплекс – сложно стратифицированная толща отложений позднего плейстоцена, придает специфику разрезам третьей надпойменной террасы. Мощность этого комплекса, представленного льдистыми супесями и суглинками, насыщенными повторно-жильным льдом, достигает нескольких десятков метров. Строение ледового комплекса осложняется линзами разнотермических песков и торфянистого материала. Местами имеются отдельные включения гравия и гальки. Нижняя часть мощных ледяных жил проникает в подстилающие отложения на глубину до 10 м. Подстилают ледовый комплекс песчаные слоистые и часто мощные (до 7 м) торфянистые горизонты.

Ледовый комплекс иногда перекрывается линзами современных озерных, болотных и эоловых осадков и пойменными отложениями [11].

Параметры слоя сезонного протаивания грунтов (СТС) на третьей надпойменной террасе существенно изменяются в зависимости от степени увлажненности, характера растительного покрова и геоморфологического положения местности. Так, в пределах заболоченных и торфянистых участков мощность СТС в начале сентября составляет 0,2–0,4 м.

В зоне дренированной и незадернованной поверхности мощность СТС равна 0,5–0,7 м. Местами вблизи бровок и на склонах террас нижняя граница слоя сезонного протаивания песчаных грунтов прослеживается до глубины 1,0 м. В среднем глубина сезонного оттаивания грунтов этих террас варьирует от 0,4 до 0,6 м.

На месте спущенных озер и промерзающих водоносных таликов формируются многолетние бугры морозного пучения. Такие бугры – булгуньяхи, имеются, в частности, на территории о. Самойловский.

Результаты исследований

Территория о. Самойловский, на которой проводились исследования, расположена в 120 км южнее моря Лаптевых ($72^{\circ}22'\text{N}$, $126^{\circ}30'\text{E}$). Площадь этого острова составляет около 6 км². В его рельефе выделяются первая и вторая надпойменные террасы. В строении той и другой присутствуют промерзающие толщи четвертичных отложений. На первой террасе имеются места ежегодного и

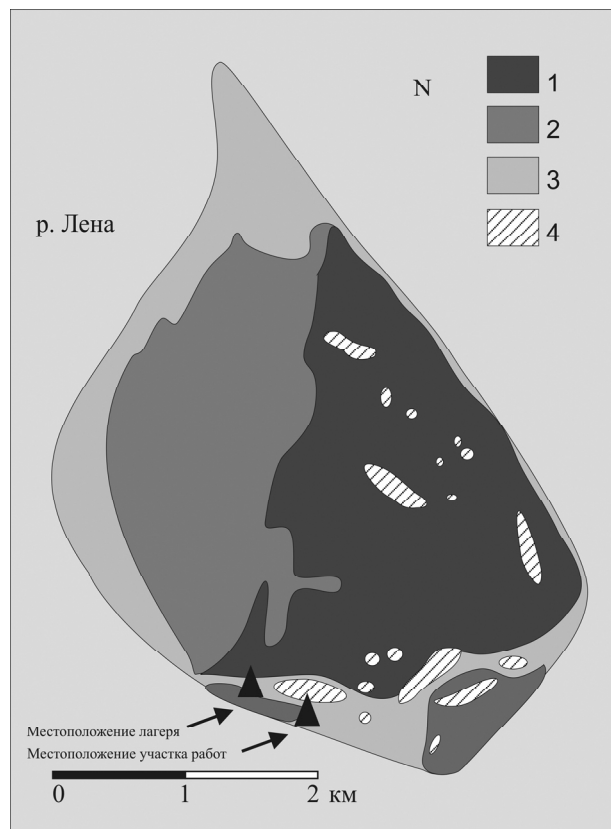


Рис. 2. Схема поверхности о. Самойловский: 1 – отложения позднего голоцена; 2 – редко затопляемая поверхность; 3 – ежегодно затопляемая поверхность; 4 – водоемы

периодического затопления (рис.2). Поверхность второй террасы осложнена полигонами разной формы и размеров, а также разной степени увлажненности.

По данным бурения в 1998 г., отложения второй надпойменной террасы имеют торфянистый состав в верхней и супесчано-песчаный состав в нижних частях видимого разреза. Эти отложения отличаются значительной льдистостью. Объем-

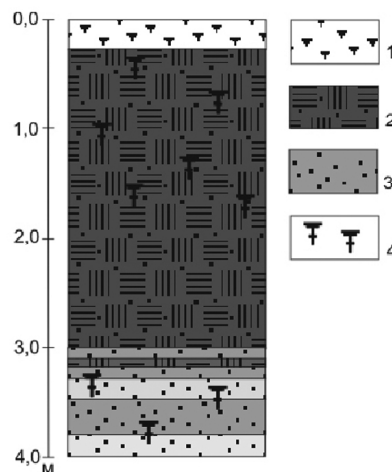


Рис. 3. Литологический разрез обнажения: 1 – почвенно-растительный покров; 2 – торф; 3 – песок; 4 – древесные остатки

Литологическое описание обнажения

Интервал глубины, м	Краткое описание грунтов
0,0–0,25	Мохово-травяной покров
0,25–3,0	Торф темно-коричневый, моховой, слабо разложившийся, плотный, с примесью песка, автохтонный. Встречаются древесные остатки. В интервалах 0,5–0,75; 1,2–1,35; 2,0–2,1 м прослеживаются прослойки песка серого, среднезернистого, илистого
3,0–3,3	Песок серый, среднезернистый, заиленный, с прослоем темно-коричневого торфа
3,3–3,5	Песок светло-коричневый, среднезернистый, торфянистый с включением почти неразложившихся древесных остатков
3,5–3,8	Песок светло-серый, среднезернистый, торфянистый с включением древесных остатков
3,8–4,0	Песок желтый, с примесью органики и включениями древесных остатков
Глубже 4,0 м	Осыпь. Высота берега 9 м

ная льдистость торфа более 80%, супесей – около 60%. Кроме того, слои супесей и торфа характеризуется наличием повторно-жильного льда мощностью до 10 м.

Температура этих отложений на подошве слоя годовых теплооборотов составляет $-8,5^{\circ}\text{C}$. Глубина сезонного оттаивания грунтов зависит от степени их увлажнения и местами достигает 0,8 м.

Состав и строение грунтов изучалось на юге острова, вдоль Оленекской протоки. В крутом береговом обрыве этой протоки исследовался их разрез (таблица). Литологический профиль данного разреза представлен на рис. 3. Особенность приведенного разреза – наличие в нем мелкой гофрировки слоев, которые вмещают повторно-жильный лед (рис. 4). Приведенный снимок показывает, что вся верхняя часть мерзлого массива грунта, ограниченная достаточно широкими ледяными жилами, представлена более или менее гофрированными слоями супесчано-песчаных торфянистых отложений и автохтонного торфа.

Вскрытый блок многолетнемерзлых отложений ограничен протяженными клиньями повторно-жильного льда. Их видимые размеры по вертикали изменяются от 2,5 до более 5 м при ширине 1–2 м вблизи нижней границы деятельного слоя.

Вдоль контакта повторно-жильного льда с вмещающими отложениями их слои сильно изогнуты кверху. Это находит отражение в рельефе тундры и проявляется в виде отчетливых валиков над ледяными жилами. Высота валиков достигает 0,5 м.

Разрез мерзлых пород между жилами льда представлен менее гофрированными слоями торфа и торфянистых песков в центральной части рассматриваемого полигона. Мелкая гофрировка этих слоев может быть связана с постепенным уменьшением криогенного напора в направлении от ледяной жилы.

Вмещающие повторно-жильный лед слои торфа и торфянистых отложений в рассматриваемом разрезе наиболее смяты на глубине 1–1,5 м. На глубине около 3 м подобные органоминеральные слои на периферии их массива круто загнуты кверху. Это свидетельствует о том, насколько силь-



Рис. 4. Общий вид разреза с отчетливой деформацией слоев промерзающих отложений

ным было напряжение в грунте на контакте с растущими ледяными жилами.

Обсуждение

Как известно, повторно-жильный лед образуется за счет периодического заполнения водой морозобойных трещин и ее замерзания. Морозобойные трещины, в которых формируется такой лед, возникают в результате напряжений, вызванных сильным охлаждением верхних грунтовых горизонтов, когда эти напряжения превышают прочность грунтов на разрыв. Весной и летом в трещины попадает вода. Позже, при следующем зимнем охлаждении происходит новое растрескивание грунтов, причем разрывы проходят по льду, так как лед в сравнении с мерзлой породой оказывается менее прочным материалом. Из-за повторения циклов растрескивания льда, затекания новых порций воды в трещины и ее замерзания образуется серия тонких вертикальных, так называемых элементарных ледяных жилок, припаянных друг к другу. Таким образом, происходит разрастание каждой ледяной жилы и всей их системы с формированием почти непрерывной ледяной решетки. При разрастании ледяных жил развивается криогенный напор. Возникают объемные напряжения в осадочной тол-

ще. Происходит смятие отдельных слоев, которые контактируют с растущим повторно-жильным льдом, появляется неравномерная гофрировка органоминеральных слоев. Следы проявлений именно этих процессов наблюдаются в приведенном разрезе мерзлого грунта.

Подобное смятие слоев происходит и при формировании многолетних бугров пучения с ледяным ядром. Область гофрировки промерзающих слоев такого бугра ограничивается верхней частью его объема, хотя деформации слоистости фиксируются в разрезах склонов и вершины бугра пучения. Это позволяет считать, что смятие слоев, перекрывающих ледяное ядро бугра пучения, происходит как в вертикальном, так и в горизонтальном направлениях.

Вероятно, процесс криогенного напора в достаточно влажном промерзающем массиве дисперсных отложений протекает независимо от их литологического состава. Вместе с тем можно считать, что морфологическое проявление этого процесса контролируется прочностью промерзающего грунта.

Исследованиями Л.Т. Роман и других авторов было установлено, что прочность на сжатие мерзлого слаборазложившегося торфа выше, чем прочность мерзлых суглинков, глин и чистого льда [15]. Это объясняется тем, что мерзлый торф при значительной льдистости напоминает собой армированный растительными остатками лед, то есть материал с более прочными цементационными связями, чем мерзлые глины, пески и чистый лед. Влияние льдистости-влажности на прочность мерзлых грунтов весьма существенно. С увеличением льдистости и понижением температуры грунтов их прочность закономерно возрастает.

Заключение

1. Гофрировка слоев отмечена в строении промерзающих отложений голоцена с повторно-жильным льдом на территории о. Самойловский в дельте р. Лены.

2. Смятие слоев – процесс, сопутствующий подземному льдообразованию. При накоплении осадков с повторно-жильным льдом этот процесс развивается преимущественно в горизонтальном направлении. При формировании бугров пучения с

ледяным ядром гофрировка слоев локализуется в разрезах вершин и склонов таких бугров (булгунияхов).

3. Деформация слоистости при подземном льдообразовании происходит в отложениях независимо от их состава и является следствием развивающихся в них процессов криогенного напора.

Литература

1. Eakin H.M. The Yukon Koyukuk region, Alaska: US Geol. Survey Bull. – 1916. – 88 p.
2. Hopkins D.M., Sigafoos R.S. Frost action and vegetation patterns on Seward Peninsula, Alaska: US Geol. Survey Bull. 974-C. – 1951. – P. 51–100.
3. Laba J.T. lateral thrust in frozen granular soils caused by temperature change: 27–37 in Highway Research Board, Frost action: Bearing, thrust, stabilization, and compaction: Natl. Acad. Sci. – Natl. Acad. Eng., Highway Research Record 304. – 1970. – 51 p.
4. Taber S. The mechanism of frost heaving: J. Geol. 38. – 1930a. – P. 303–317.
5. Hamberg A. Zur Kenntnis der Vorgänge im Erdboden beim Gefrieren und Auftauen sowie Bemerkungen über die erste Kristallisation des Eises in Wasser: Geol. Föhrn. Stockholm, Föhrn. 37. – 1918. – P. 583–619.
6. Schmid J. Der Bodenfrost als morphologischer Faktor: Heilderberg, DR Alfred Huthig Verlag. – 1955. – 114 p.
7. Cook F.A. Additional notes on mud circles at Resolute Bay, Northwest Territories: Canadian Geographers 8. – 1956. – P. 9–17.
8. Corte A.E. The frost behavior of soils: laboratory and field data for a new concept – II, Horizontal sorting: US Army Corps of Engineers, Cold Regions Research and Engineering Laboratory Research Rept. 85 (20). – 1962c. – 20 p.
9. Орлов В.О. Криогенное пучение тонкодисперсных грунтов. – М.: Изд-во АН СССР, 1962. – 187 с.
10. Коротаев В.Н. Якутия. Природные условия и естественные ресурсы СССР. – М.: Наука, 1965. – 468 с.
11. Григорьев М.Н. Криоморфогенез устьевой области р. Лены. – Якутск: ИМЗ СО РАН, 1993. – 176 с.
12. Самойлов И.В. Устья рек. – М.: Географиздат, 1952. – 527 с.
13. Григорьев Н.Ф. Многолетнемерзлые породы приморской зоны Якутии. – М.: Наука, 1966. – 180 с.
14. Залогин Б.С., Родионов Н.А. Устьевые области рек СССР. – М.: Мысль, 1969. – 312 с.
15. Роман Л.Т. Механика мерзлых грунтов. – М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2002. – 425 с.

Поступила в редакцию 12.12.2011