

УДК 551.43(571.61)

В.С. Волков, Т.В. Кезина

ЭКЗОГЕННЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В КРИОЛИТОЗОНЕ

Анализ геологических материалов показывает, что территория Амурской области характеризуется широким распространением многолетнемерзлых пород и глубоким сезонным промерзанием. Этот факт необходимо учитывать при любых видах строительства и сооружения объектов горно-рудного комплекса: дороги, здания, карьеры, шламонакопители и др. Недооценка роли геоморфологических процессов в криолитозоне дорого обходится предприятиям региона.

Ключевые слова: промерзание, многолетнемерзлые породы, геоморфологические процессы.

EXOGENOUS GEOLOGICAL PROCESS IN PERMAFROST

The analysis of geological materials shows, that the territory of the Amur region is characterised by wide spreading of permafrost and deep seasonal freezing. This fact must be taken into account in all kinds of construction and building facilities related to mining industry: roads, buildings, quarries, sludge collectors, etc. Underestimation of the role of geomorphological processes in permafrost zones may cost a lot of expenses to businesses of the region.

Key words: freezing, permafrost, geomorphological processes.

Введение

Территория, на которой распространены многолетнемерзлые породы, носит название криолитозоны (от греческого: «криос» – холод, «литос» – камень, порода). Криолитозона состоит из мерзлых, морозных и охлажденных пород. Такие породы чаще всего представлены магматическими и метаморфическими их разновидностями, а также сухими песками и галечниками. Охлажденные породы также имеют температуру ниже нуля по Цельсию и насыщены минерализованными солеными водами – криопэгами (от греческого: «криос» – холод, «пэги» – соленые воды).

Процессы образования криолитозон изучает наука геокриология, созданная преимущественно трудами советских исследователей [5].

По мнению ряда известных ученых [10,11,14], возникновение криолитозоны в северном полушарии в целом связано с неоднократными оледенениями, охватывавшими в последние два миллиона лет огромные районы. При этом промерзание верхней части земной коры происходило в геологической истории не единожды, оттаивая, она местами сохраняла лишь неясные следы былого промерзания. Установлено, что в позднем плиоцене криолитозона уже существовала в пределах Новосибирских островов, Яно-Индибирской и Колымской низменностей. Время образования сплошной криолитозоны оценивается примерно в 650 тыс. лет [13].

Мощность криолитозоны зависит от многих факторов: широты местности, ландшафта, рельефа, геологического строения, структуры, теплового потока и др. [2].

Основные физические и физико-химические процессы в промерзающих, мерзлых и оттаивающих породах

Мерзлые породы – многокомпонентные системы, содержащие, кроме минерального скелета и льда, еще воду и газы, в том числе пар. Содержание незамерзшей воды в породе при отрицательных температурах зависит не столько от степени ее охлаждения, сколько от величины удельной поверхности частиц, определяющей количество связанной влаги, и концентрации порового раствора. Чем больше воды в породе перейдет в лед, тем прочнее она становится. Тонкодисперсные породы в мерзлом состоянии, содержащие незамерзшую влагу, менее прочные по сравнению с грубозернистыми [12].

Количество воды, перешедшей в лед в дисперсной породе, определяет величину пучения, поскольку масса воды при замерзании увеличивается в объеме примерно на 2-3% или 9% при полной влагоемкости пород.

Промерзание дисперсных пород сопровождается миграцией влаги к фронту промерзания из талых слоев. Это приводит к тому, что в мерзлой дисперсной породе общее содержание влаги в жидком и твердом виде может значительно превышать ее полную влагоемкость в талом состоянии. Процесс промерзания может происходить без подтока влаги извне (в закрытой системе) или с ее подтоком (в открытой системе). Промерзание дисперсных отложений в открытой системе сопровождается значительным увеличением их льдистости и соответственно большим пучением. Поэтому пучение грунтов сезонно-мерзлого слоя часто превышает таковое при промерзании сезонно-талого слоя.

При *оттаивании* дисперсных мерзлых пород ослабляются и разрушаются цементационные связи. Часть талой воды остается в порах породы в виде капиллярной влаги, а также влаги, идущей на набухание, гидратацию частиц и пр., а остальная масса покидает породу, перемещаясь под действием гравитационных сил. За счет отжатия воды происходит уплотнение породы и уменьшается ее макропористость. Уплотнение породы при оттаивании приводит к осадкам и просадкам поверхности [3].

Миграция воды в жидкой фазе в капиллярно-пористых средах происходит под влиянием градиентов температуры и влажности. Влагоперенос осуществляется в направлении понижения температуры, а также от мест с большей влажностью к участкам с пониженной влажностью. Миграция молекул воды происходит из талой зоны, где пленки воды толще, в мерзлую, где часть воды перешла в лед и пленки стали тоньше. Существуют и другие теории, касающиеся причин миграции воды и последующей ее кристаллизации [3].

Исследователи [4, 15] приходят к выводу, что миграция жидкой влаги осуществляется под влиянием ряда градиентов и различными механизмами, но основной механизм миграции – пленочно-кристаллизационный, обусловленный наличием водных пленок на поверхности частиц породы и формирующегося в ней льда. Интенсивность миграции воды в промерзающих дисперсных горных породах зависит от структуры пород, плотности, температурного режима, наличия источника поступления воды.

Одним из основных показателей, определяющих интенсивность миграции влаги (а значит, и пучения), является дисперсность породы. Наибольшая миграция обнаруживается в пылеватых грунтах, имеющих достаточно высокую удельную поверхность частиц и обладающих хорошими капиллярными свойствами. При увеличении содержания глинистых частиц в породе интенсивность миграции уменьшается за счет снижения фильтрационных свойств.

Опытами обнаружено [1], что в тонкодисперсных породах одинакового гранулометрического состава интенсивность процессов миграции влаги зависит от минералогического состава глинистой фракции. В глинах, состоящих из минералов группы каолинита, интенсивность миграции выше, чем у монтмориллонитовых глин.

Сложение и плотность породы определяют ее капиллярные свойства. Существуют критические значения плотности, соответствующие максимальной миграции влаги и максимальному льдообразованию.

Температурный режим пород определяет скорость их промерзания. Для тонкодисперсных грунтов существует оптимальная скорость промерзания, определяющая наибольшее льдообразование за счет миграции. При значительных градиентах температур и высокой скорости промерзания больших слоев миграционного льда не образуется.

Необходимо иметь в виду: миграция влаги идет не только к фронту промерзания, но и внутри мерзлого массива, где существуют незамерзшие пленки воды. С зимней миграцией влаги в мерзлых грунтах связан процесс накопления солей в приповерхностной части литологического разреза [7].

Весомый вклад в формирование льдистости (влажности) грунтов вносят процессы испарения, конденсации, сублимации и десублимации, т.е. движение воды в виде пара. Парообразная влага в породе движется от мест с большей упругостью пара к участкам с меньшей его упругостью. В талых породах пар мигрирует в места с более низкой температурой и при соответствующих условиях переходит в жидкую фазу (конденсируется). В мерзлых породах пар может переходить как в жидкую, так и в твердую фазу – лед (десублимация) [8]. Физико-химические и окислительно-восстановительные процессы в глинистых породах криолитозоны достаточно сложны и многогранны, как и сами криогенные геологические процессы.

Криогенные геологические процессы и явления

Криогенными процессами называются экзогенные геологические процессы, обусловленные сезонным и многолетним промерзанием и оттаиванием увлажненных рыхлых горных пород, охлаждением мерзлых пород и замерзанием подземных вод. Криогенные процессы приводят к формированию различных криогенных образований и явлений, которые находят отражение в рельефе поверхности, геологическом строении рыхлых четвертичных отложений Земли. Формирование криогенных образований происходит нередко за счет целого ряда криогенных процессов, при определяющей роли одного из них [5].

Морозное пучение дисперсных пород. Морозное пучение отложений обусловлено увеличением объема влаги при промерзании. Величина пучения грунтов зависит от количества содержащейся в них воды, температурного режима и условий промерзания. Дисперсность грунтов и особенности текстуры определяют миграцию влаги к фронту промерзания. Процесс морозного пучения широко распространен в криолитозоне и в районах с глубоким промерзанием пород. Наибольшие деформации пучения происходят в условиях открытой системы при малых скоростях промерзания. К сильно пучинистым грунтам относятся влагонасыщенные пылеватые пески, супеси и легкие суглинки. Пучение грунтов может быть площадным и локальным [10].

Площадное пучение грунтов развито весьма широко. Средняя его величина при промерзании сезонно-талого слоя обычно в 1,5-2 раза ниже, чем пучения сезонно-мерзлого слоя. Это связано с тем, что промерзание грунтов, имеющих отрицательную среднегодовую температуру, происходит, как правило, в закрытой системе, с ограниченным подтоком влаги к фронту промерзания. Формирование сезонно-мерзлого слоя происходит в условиях открытой системы и сопровождается интенсивной миграцией влаги из нижележащих немерзлых пород. Высота подъема поверхности за счет сезонного площадного пучения пропорциональна глубине промерзания и составляет обычно от одного до пяти, реже – 10-15 см. С началом протаивания грунтов и вытаивания льдистых прослоек поверхность будет снова опускаться.

Процессы пучения и усадки приводят к выпучиванию из деятельного слоя крупных твердых тел (щебня, глыб, валунов, свай, столбов и свай). Выпучивание каменного материала из мелкозема связано с более высокой его теплопроводностью и меньшей теплоемкостью. Под обломками грунт промерзает сильнее, и к нему в первую очередь начинает мигрировать влага, которая, замерзая,

образует прослой льда (шлир) и приподнимает эти обломки. При протаивании грунта каменный материал не может полностью опуститься на свое место, потому что оно уже частично занято осыпавшимся мелкоземом. В результате многократного повторения этого процесса идет перераспределение (сортировка) обломков внутри сезонно-промерзающего слоя: наиболее крупный материал находится сверху разреза или на поверхности. Иногда говорят об обратном (элювиальном) геологическом строении разреза. Выпучивание столбов и фундаментов наблюдается и в районах сезонного промерзания, в первую очередь тех объектов, глубина заложения которых меньше мощности сезонно-мерзлого слоя.

Заметнее всего в рельефе проявляется локальное пучение (бугры), которое обнаруживается на участках с неоднородными мерзлотно-гидрогеологическими условиями. В природных условиях появление бугров пучения может быть вызвано как сезонным, так и многолетним промерзанием грунтов [10].

Сезонные бугры пучения могут формироваться за счет подземных вод сезонно-талого слоя. В этом случае высота их невелика и редко превышает несколько десятков дециметров. Крупные бугры пучения образуются на участках разгрузки подземных вод таликов. Размеры таких бугров достигают в высоту 5-6 м, а в диаметре – 20-50 м и более. Наибольших размеров достигают многолетние бугры пучения. Основные причины их образования две: 1) внутригрунтовое выдавливание воды или разжиженного грунта под действием криогенного напора, 2) длительная миграция подземной влаги к фронту промерзания. В связи с этим выделяют миграционные и инъекционные бугры пучения. Выделить основную причину, приводящую к формированию бугра, достаточно сложно [13].

С приподнятой поверхности бугра снег зимой сдувается, что способствует процессу промерзания грунтов. Скорость роста таких бугров пучения на начальном этапе составляет 10-30 см/год, а затем, по мере роста многолетнемерзлого ядра и увеличения самого бугра, уменьшается до 2 см/год. Эти бугры достигают высоты 20 м, а диаметр в основании составляет сотни метров [13].

Многолетние инъекционные бугры пучения, образующиеся в условиях закрытой системы, связаны в основном с многолетним промерзанием несквозных водоносных подоцерных таликов. В Республике Саха (Якутия) эти бугры носят название булгунняхов, а за рубежом – пинго. Причиной промерзания подоцерных таликов является обмеление или осушение озер. При промерзании несквозного замкнутого талика в нем возникает криогенный напор, в результате которого мерзлая кровля в наиболее слабом месте выгибается, образуя многолетний бугор пучения с ядром из инъекционного льда. Промерзание талика и соответственно рост бугра пучения растягиваются на многие десятки и сотни лет, и внедрение воды в растущий булгуннях происходит многократно. Параллельно с инъекцией воды может наблюдаться и сегрегационное льдовыделение в виде шпиров и прослоев льда.

В местах разгрузки различного типа подземных вод в области криолитозоны также формируются инъекционные бугры пучения, причиной их образования является изменение гидродинамического напора подземных вод. Как правило, гидролакколиты разрушаются в течение летнего сезона, но встречаются и такие, которые формируются в течение одного зимнего периода, а разрушаются на протяжении нескольких лет. Подобные бугры зафиксированы в Центральной Якутии, у подножья склонов, где развиты надмерзлотные (радиационно-тепловые) талики [7].

Морозобойное растрескивание и полигонально-жильные образования. Морозобойное растрескивание обусловлено процессами температурного сжатия – растяжения в массиве горных пород, которые могут приводить к деформациям последних. После того как вся вода в верхней части геологического разреза за счет его промерзания перейдет в лед и закончится пучение пород, массив продолжает остывать и сокращаться в объеме. Возникающие в нем температурные напряжения могут привести к разрыву мерзлой породы, если они превысят временное сопротивление породы на разрыв [8].

Наиболее широко морозобойное растрескивание проявляется на влажных глинистых и суглинистых грунтах и торфах. В мерзлом массиве достаточно больших размеров при соответствующих температурах возникающие напряжения в конце концов превысят сопротивление породы на разрыв, и в ней образуется трещина. Появление свободной вертикальной поверхности уменьшает напряжения в массиве вблизи трещины, но они постепенно возрастают на удалении от нее. В однородном массиве напряжения нарастают равномерно, и поэтому вторая трещина будет параллельна первой. В природных условиях роль первой трещины играют естественные границы рельефа: уступ террасы, обрывистый берег реки и пр. Поэтому первые трещины (первой генерации) часто повторяют изгибы береговой линии рек и уступы надпойменных террас.

За счет формирования трещин первой генерации несколько уменьшаются напряжения в массиве пород между трещинами. Формирование трещин второй генерации начинается позднее и происходит перпендикулярно первым трещинам, а расстояние между разрывами внутри блоков будет выше. В дальнейшем могут появляться морозобойные трещины все более высоких генераций. Таким образом, однородный массив мерзлого грунта разбивается в плане на прямоугольную сетку – полигоны, короткие стороны которых образовались позднее длинных. Если массив мерзлых горных пород неоднородный, то возникают полигоны различной формы, в которых сохраняются указанные закономерности [8].

Образование трещин способствует охлаждению массива. Повышение температуры пород наблюдается в глубь от дневной поверхности и от стенки трещины к средней части блока. Максимальные (тангенциальные) напряжения в блоке пород (зависящие от физико-механических свойств) будут прямо пропорциональны градиенту температуры и расстоянию от свободной вертикальной поверхности (трещины) до рассматриваемого сечения [7].

При малых градиентах температур образуются крупные полигоны, которые при повышении градиентов делятся на все более мелкие. Установлено, что амплитуда колебаний температуры на поверхности грунта оказывает наибольшее влияние на размеры полигонов в плане, а среднегодовая температура пород – на глубину проникновения морозобойных трещин. В соответствии с этим можно заключить, что в условиях резко континентального климата полигональная решетка будет мельче, чем в умеренно континентальном и в морском. В первом случае расстояние между морозобойными трещинами измеряется единицами, а во втором – десятками метров [7].

Морозобойные трещины проникают достаточно глубоко в горные породы. Если в области сезонного промерзания глубина их проникновения ограничена мощностью сезонно-мерзлого слоя, то в районах сливающейся криолитозоны элементарная трещина (одного зимнего сезона) может на несколько метров проникать в многолетнемерзлую толщу. Ширина морозобойных трещин на поверхности массива пород может достигать 5-10 см и более.

Морозобойное растрескивание грунтов на обширных участках северных равнин дает начало многим криогенным процессам и явлениям. Заполнение трещин минеральным грунтом приводит к формированию земляных (изначально грунтовых) жил, а заполнение водой и снегом – ледяных жил, т.е. различным полигонально-жильным образованиям. Последние подразделяются на несколько типов: повторно-жильные льды; изначально-грунтовые жилы; первично-песчаные жилы; пятна-медальоны и псевдоморфозы по повторно-жильным льдам [9].

Формирование повторно-жильных льдов происходит при развитии морозобойного растрескивания в многолетнемерзлые толщи. В структуре сформировавшейся ледяной жилы видна вертикальная полосчатость, обусловленная включениями частиц грунта и пузырьков воздуха. Можно даже подсчитать, сколько лет она росла. Обычно это многие сотни – тысячи лет. Размеры ледяных жил тем больше, чем дольше они росли и более суровым был климат [8].

При эпигенетическом промерзании пород глубина проникновения жил льда в толщу мерзлоты не превышает обычно 5-7 м, при ширине в верхней части до 2-3 м. Поперечный разрез эпигенетической жилы нередко имеет вид правильного треугольника, как на рис. 1А.

Повторно-жильное льдообразование приводит к возникновению полигонально-валикового рельефа. Растущие жилы по стенкам льда выжимают вверх вмещающую породу, образуя валики; полигоны, ограниченные ими, представляют собой западины, нередко занятые мелкими озерами. Над самой жилой формируются канавообразные понижения в результате сезонного оттаивания и развития эрозионных процессов. Такой рельеф характерен для северных приморских низменностей, примеры которых представлены на рис. 2.

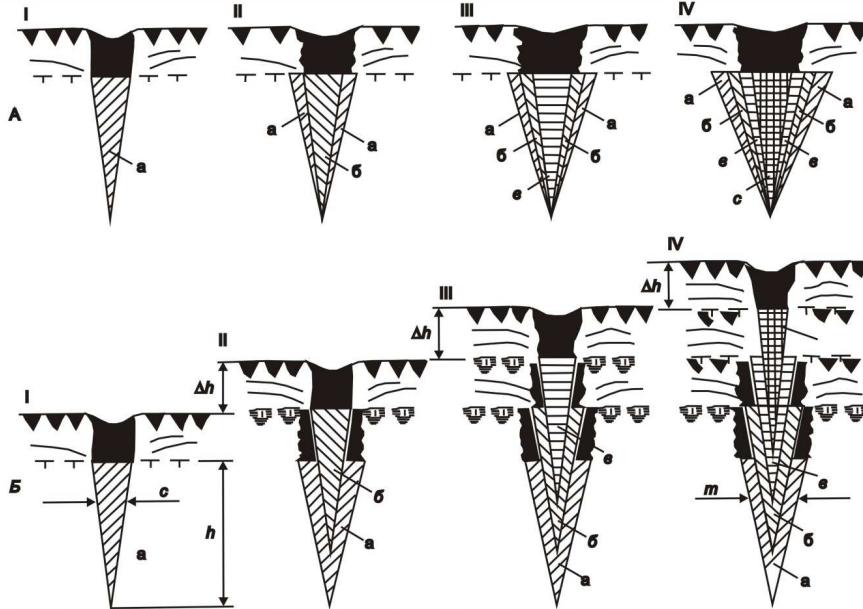


Рис. 1. Схема эпигенетического (А) и сингенетического (Б) роста повторно-жильных льдов [8]:

I, II, III, IV – последовательные стадии роста жил; а, б, в, г – ежегодно образующиеся элементарные ледяные жилки; Δh – мощность слоя, накапливающегося за год осадка при сингенезе.

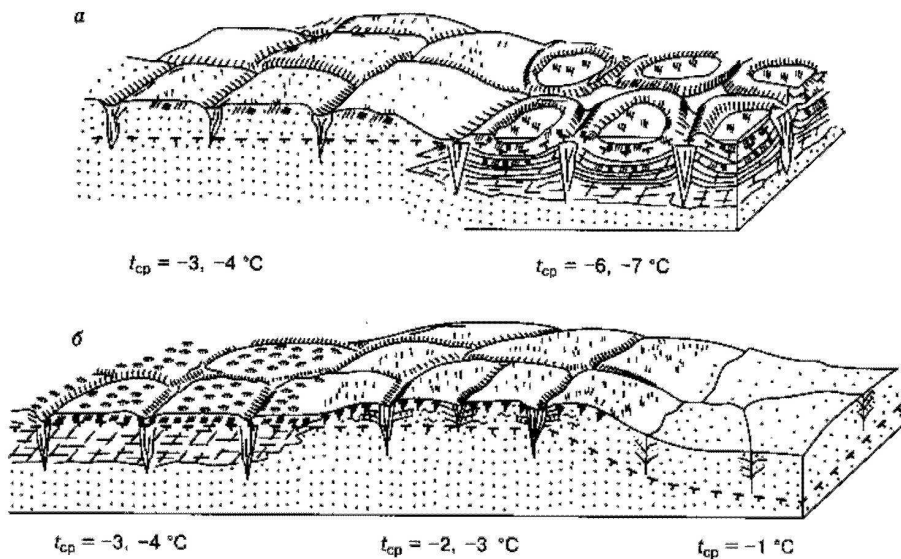


Рис. 2. Схема основных соотношений изначальнo-грунтовых и ледяных жил в единых полигональных системах [13]:

а – грунтовые жилы в песчаных аллювиальных отложениях при глубоком сезонном оттаивании и повторно-жильные льды в заторфованных пойменных супесях при мелком оттаивании; б – небольшие грунтовые жилки в песчаных отложениях низкой поймы при глубоком оттаивании, единая система жильных льдов и грунтовых жил в оторфованных песках при средней глубине сезонного оттаивания и повторно-жильные льды в оторфованных пойменных супесях при мелком типе оттаивания.

Морозобойное трещинообразование в условиях недостаточного увлажнения поверхности аккумулятивных равнин может сопровождаться образованием не ледяных, а изначальнo-грунтовых

жил, которые формируются в слое сезонного оттаивания и промерзания пород. Они часто встречаются на участках глубокого протаивания грунтов, а также за пределами криолитозоны.

В условиях сурового и очень сухого климата, с частыми и сильными ветрами, морозобойное растрескивание сопровождается формированием песчаных жил. Такие жилы образуются и в настоящее время, – например, в Центральной Якутии, в пределах развития северных песчаных пустынь – тукуланов [3].

Широкое распространение в криолитозоне имеют мелкополигональные формы рельефа и связанные с ними пятна-медальоны. Эти формы образуются при промерзании сезонно-талых грунтов супесчано-суглинистого состава. Промерзание сезонно-талого слоя происходит неравномерно, сопровождается мелкополигональным растрескиванием и появлением обособленных (замкнутых) объемов грунта. Расстояние между трещинами на поверхности изменяется обычно в пределах 0,5-2 м. Развитие трещин предопределяет неравномерное промерзание пород в начале холодного периода, поскольку зимний воздух интенсивнее и быстрее охлаждает грунты, прилегающие к трещинам. Создаются небольшие линзы талых пород, в которых при дальнейшем промерзании возрастает гидростатическое давление. Это давление приводит к тому, что тиксотропный грунт внутри блоков переходит в пластично-текучее состояние и при росте давления разрывает мерзлую кровлю, изливаясь на поверхность. При многократном повторении этого процесса образуются «пятна-медальоны», сложенные внутри пылеватыми дисперсными грунтами и тундровой растительностью по окружности [9].

Псевдоморфозы по ледяным жилам являются вторичными образованиями, которые возникли в результате вытаивания ледяных жил и заполнения образовавшегося пространства грунтом. Потепление климата – основная причина их формирования, поэтому они часто встречаются вблизи южной границы распространения «вечной» мерзлоты и в районах, где в недавнем геологическом прошлом были развиты многолетнемерзлые породы. Псевдоморфозы по повторно-жильным льдам помогают воссоздать историю формирования мерзлых пород и палеогеографическую обстановку прошедших эпох.

Псевдоморфозы образуются в случае, когда породы, вмещающие ледяные жилы, относительно малольдисты. При оттаивании сильнольдистых пород образуются термокарстовые озера с характерными для них таберальными отложениями [5].

Термокарст. Термокарстом называется процесс вытаивания подземных льдов, сопровождающийся просадкой земной поверхности – котловинами, которые называются термокарстовыми. В Западной Сибири их именуют хасырей, а в Якутии – алас. Оседание поверхности происходит как вследствие вытаивания крупных ледяных включений, так и за счет оттаивания текстурообразующих льдов, когда льдистость породы значительно превышает ее полную влагоемкость в талом состоянии [4].

Подземные льды и высокольдистые четвертичные отложения нередко залегают непосредственно под сезонно-талым слоем. Толчком к началу процесса служит такое изменение теплообмена на поверхности почвы, при котором глубина протаивания начинает превышать глубину залегания подземных льдов или сильнольдистых грунтов. Это может быть обусловлено как природными факторами – потеплением или усилением континентальности климата, увеличением количества осадков, подтоплением территории, сменой растительных ассоциаций и т.д., так и антропогенным воздействием. На участках распространения сильнольдистых отложений даже небольшое нарушение почвенно-растительного покрова приводит к бурному развитию термокарста. При площадных нарушениях почвенно-растительного покрова глубина протаивания грунтов увеличивается в разы (иногда в два-четыре раза).

Процесс развития термокарста зависит от гидрологических условий и по-разному протекает на постоянно обводненных низинах и участках, где существует сток и происходит осушение термокарстового понижения. Если вода не скапливается, то процесс довольно быстро затухает, так как происходит накопление осадочных отложений с нормальной влажностью. Бывают случаи, когда энергии временных водных потоков достаточно для выноса мелкозема, поэтому аккумуляции осадков не происходит (или она понижена), и термокарст продолжает развиваться [4].

При зарождении замкнутой бессточной котловины избыток воды сезонно-талого слоя в результате вытаивания льдов отжимается вверх, образуя водоем в понижении рельефа. Вода имеет малое альбедо и высокую теплоемкость, поэтому хорошо прогревается и удерживает тепло, что приводит к повышению температуры дна водоема и увеличению глубины сезонно-талого слоя. Происходит дальнейшее вытаивание подземного льда, высвобождение воды и увеличение глубины термокарстового озера. Таким образом, процесс может продолжаться до тех пор, пока не протает весь льдонасыщенный грунт [7].

В процессе термокарста формируется специфический рельеф, формы которого зависят от вида и особенностей распространения подземных льдов. Протаивание мерзлых толщ, содержащих инъекционные, сегрегационные льды или различные типы погребенных льдов, приводит к образованию локальных термокарстовых воронок, котловин. Если вытаивают преимущественно жильные льды, то рельеф приобретает полигональный характер с провальными озерами и западинами. При вытаивании ледяных жил и наличии оттока воды из понижения на участке развития термокарста наблюдаются останцы малоледистых относительно прочных пород, называемые байджерами.

Несмотря на различие форм термокарстовых понижений, все они имеют, как правило, округлые очертания. Термокарст развит во всех районах криолитозоны.

Криогенные склоновые (гравитационные) процессы. Склоновые процессы в областях многолетней криолитозоны и глубокого промерзания пород обусловлены наличием криогенного водоупора и высокой влажностью оттаивающего слоя, которые обеспечивают высокую подвижность дисперсных отложений. Отдельные склоновые процессы локально проявляются и вне области многолетнемерзлых пород [9].

Криогенная десерпция (крип) представляет собой сползание рыхлых масс по склону в результате изменения их объема под воздействием процессов промерзания-протаивания [17]. Сущность процесса заключается в том, что пучение породы при их промерзании происходит перпендикулярно склону, а движение частиц вниз при протаивании – по вертикали, т.е. под углом к склону меньше 90° .

В результате цикла процесса промерзания-оттаивания частицы породы, лежащие на поверхности, окажутся перемещенными вниз по склону. Величина смещения частиц уменьшается к подошве слоя протаивания. Сползание отложений будет больше на крутых склонах по сравнению с пологими и в более пучинистых грунтах. В суровых условиях резко континентального климата движение частиц происходит и в течение суток: ночью – промерзание, днем – оттаивание. Результатом криогенного сползания и одновременной дифференциации мелкоземистого и щебнистого материала является наличие на склонах различных структурных грунтов, а при выносе водой мелкозема – каменных скоплений [3,17].

На склонах, сложенных скальными породами, накопления щебнисто-глыбовых отложений называются курумами. Развитие курумов включает ряд процессов, приводящих к дроблению каменного материала, движение его по склону и накопление на пониженных участках рельефа: физическое выветривание, криогенную (и температурную) десерпцию, подповерхностный смыл, сползание глыб и пр.

Курумы приурочены к склонам крутизной от 3-5 до 25-30°. Они могут располагаться на обширных каменистых склонах, образовывать каменные потоки, слагать обширные каменные поля. При накоплении «критической» массы крупноглыбовые отложения приходят в движение и сползают вниз по склону. Этому процессу могут способствовать резкое увеличение количества атмосферных осадков в горных районах или землетрясения в сейсмически активных зонах [5].

Солифлюкция – это процесс вязкого и вязкопластичного течения дисперсного материала, пропитанного водой, вниз по склону. Ее развитию способствуют наличие мерзлого субстрата и накопление на нем воды, которая не может уходить в глубь отложений. Солифлюкция может развиваться как на задернованных склонах, так и на почти ровных аккумулятивных поверхностях, развивается она чаще всего в пылеватых грунтах и супесях. Интенсивность солифлюкции зависит от крутизны склона, глубины оттаивания пород, состава отложений, количества атмосферных осадков и пр. Максимальная мощность отложений, накапливающихся в результате этого процесса, наблюдается в нижних частях склонов.

Различают два вида солифлюкции: покровную (аморфную) и дифференциальную (структурную). Первая представляет собой медленное вязко-пластичное течение переувлажненных дисперсных пород, захватывающее весь оттаивающий слой. Этот вид солифлюкции характеризуется скоростями до 10 см/год и проявляется на склонах средней крутизны. Главной особенностью этого вида солифлюкции является то, что движение материала происходит без существенного нарушения внутреннего строения грунта. Дифференциальная солифлюкция, в отличие от покровной, хорошо выражена на местности в виде характерных форм микро- и мезорельефа: солифлюкционные языки, террасы, полосы и пр. [5]. Развитие такого вида солифлюкции возможно на очень пологих склонах.

В пределах криолитозоны, наряду с рассмотренными видами, выделяют также быструю солифлюкцию (сплыв), обусловленную вязким течением оттаивающих дисперсных грунтов по склонам значительной крутизны (15-25⁰). Скорости течения грунта при сплыве могут достигать нескольких метров в минуту, при этом происходит нарушение его структуры. Нередко сплывы проявляются на склонах горных выработок, в карьерах [10].

Заключение

Одним из положительных свойств многолетнемерзлых пород является их большая твердость и прочность, которые учитываются при строительстве как основание фундамента. В них устраиваются вместительные холодильники, не требующие электроэнергии для поддержания отрицательных температур.

Однако развитие многолетнемерзлых пород может приводить к возникновению ряда отрицательных факторов: выпучиванию свай и опор, непредвиденным протайкам грунта и в результате – деформации сооружений, провалам дорог, образованию наледных полей, схода оплывин со склонов карьерных выработок и т.д. [6, 11, 16]. Следовательно, на этапе изыскательских работ любого проекта необходимо уделять должное внимание изучению геоморфологических процессов и явлений криолитозоны. И как показывают исследования, достоверные результаты по таким процессам могут дать только многолетние наблюдения (3-5 лет) на организованных стационарных площадках.

1. Афанасенко, В.Е. Водоносные долинные талики в пределах территории с мощными многолетнемерзлыми толщами (на примере северо-восточной Якутии). / В.Е. Афанасенко, Н.Н. Романовский. – М.: Изд-во МГУ, 1971.

2. Бойцов, А.В. Геокриология и подземные воды криолитозоны. – Тюмень: ТюмГНГУ, 2009. – 170 с.

3. Боярский, О.Г. О «перелетках» и кратковременно существующих многолетнемерзлых породах / О.Г. Боярский, Л.Н. Максимова. Сб. «Мерзлотные исследования». – Вып. X. – М.: Изд-во МГУ, 1970.

4. Влияние геолого-географических факторов на температурный режим пород слоя сезонного протаивания в северной части Яно-Индибирского междуречья / Л.С. Гарагуля и др. Сб. «Мерзлотные исследования». – Вып. X. – М.: Изд-во МГУ, 1970.
5. Ершов, Э.Д. Общая геокриология: Учебник. – М.: МГУ, 2002. – 682 с.
6. Козлов, К.Г. Экзогенные процессы рельефообразования, развитые на территории Амурской области. Налеи / К.Г. Козлов, Н.В. Трутнева, Т.В. Кезина. – Благовещенск // Вестник АмГУ. – 2010 г. – Вып. 49.
7. Калабин, А.И. Вечная мерзлота и гидрогеология Северо-Востока СССР. – Магадан, 1960.
8. Климовский, И.В. Повторно-жильные льды Забайкалья и положение южной границы их распространения: Сб. «Геокриологические условия Забайкалья и Прибайкалья». – М.: Наука, 1967.
9. Короновский, Н.В. Общая геология / Н.В. Короновский, Н.А. Ясаманов. – М.: АСАДЕМА, 2003. – 445 с.
10. Леонтьев, О.К. Общая геоморфология / О.К. Леонтьев, Г.И. Рычагов. – М.: Высшая школа, 1988. – 315 с.
11. Некрасов, Н.А. Налеи восточной части Станового нагорья: Сб. «Налеи Сибири». – М.: Наука, 1969.
12. Отчет по ведению мониторинга экзогенных процессов на территории Амурской области. – Благовещенск: АмурТГФ, 1998. – 189 с.
13. Пендин, В.В. Мерзлотоведение: Учеб. пособие. – М.: МГГРУ, 2003 – 76 с.
14. Преображенский, В.С. Налеи и древнее оледенение Станового нагорья. – Чита, 1963.
15. Романовский, Н.Н. Талики в области многолетнемерзлых пород и схема их подразделения. – М.: Изд-во МГУ, 1972.
16. Толстихин, Н.И. Налеи Восточного Забайкалья / Н.И. Толстихин, Н.И. Обидин // Известия Государственного географического общества. – Т. 68, вып. 8. – М.: МГУ, 1936.
17. Трутнева, Н.В., Елманова, В.С., Юсупов, Д.В., Скрипникова, М.И., Кезина, Т.В. Оползни и их проявление на территории Амурской области // Вестник АмГУ. – 2011. – Вып. 55. – С. 86 – 96