



ОБЩАЯ ГЕОЛОГИЯ

Процессы внешней динамики

Геологическая деятельность снега и льда. Процессы в криолитозоне.

Геологическая деятельность снега и льда.

В современную эпоху 11% суши или 17 млн. км² занято ледниками и ледниковыми покровами, объемом около 30 млн. км³ и это не считая морских льдов, айсбергов и снежного покрова, а также подземных льдов, широко распространенных на земном шаре. 18-20 тыс. лет назад огромная территория в Северном полушарии была занята сплошным покровом льда, мощность которого превышала 3 км. Крупнейшими ледниковыми покровами на суше являются Антарктический (около 15 млн. км²) и Гренландский (около 1,8 млн. км²). Все остальные ледники, развитые преимущественно в горах, обладают незначительным объемом.

Для образования ледников необходим снежный покров, который не успевал бы полностью растаять в летний период. Следовательно, уменьшаются контрасты температур между снежной зимой и прохладным летом.

Превращение снега в лед. Снег образует рыхлый покров на поверхности Земли. Кристаллы снега

образуются при конденсации водяного пара. Свежий снег обладает высокой пористостью и большой поверхностью соприкосновения с воздухом, что способствует испарению и сухой возгонке, т.н. сублимации, при которой выделяется тепло. Снежинки начинают уплотняться и, подтаивая, за счет высвобождающегося тепла, начинают изменять свою форму, превращаясь в округлые зерна и уплотняясь. Подобное состояние снега называется фирном. Дальнейшее уплотнение фирновых зерен ведет к их трансформации в фирновый лед, еще содержащий поры, а еще позднее уже в глетчерный лед, не имеющий пор, обладающий голубоватым цветом и менее плотный, чем речной лед. Чтобы образовался 1 м³ льда необходимо 10-11 м³ снега, а чтобы снеговой покров длительно сохранялся нужно сочетание низких температур воздуха с обильными снегопадами.



Т.к. с высотой температура воздуха понижается на 0,5-0,6С на каждые сто метров, то в горных областях есть уровень - снеговая линия, выше которой снег уже не тает. В разных районах Земного шара снеговая линия находится на разных высотах: от 0 в Антарктиде и до 6 км в горах в низких широтах, причем в горных районах на положение снеговой линии оказывает влияние экспозиция склонов. На южных она выше, чем на северных.

Льды образуются как на суше, так и в реках, озерах и морях. Речной лед более плотный, чем глетчерный, а максимальная плотность чистой воды достигается при температуре +3,98С, при этом плотность охлаждающейся воды с поверхности увеличивается и она опускается вниз, способствуя перемешиванию воды, пока вся масса воды

не приобретет максимальную плотность. При температуре около 0С вода начинает превращаться в лед и при этом объем увеличивается. При колебаниях температуры объем льда увеличивается или уменьшается, причем в первом случае, например, в озерах, лед выталкивается на берег, образуя валы из обломков пород.

Соленая вода в морях замерзает при температуре \square 2-4С, что зависит от солёности. В Северном Ледовитом океане мощность льда не превышает 3-4 м, увеличиваясь у берегов до 10-15 м, т.к. лед намерзает за счет брызг от волн. Смерзшиеся льдины образуют неровную поверхность пакового льда. В прибрежных районах образуется донный лед.

Классификация ледников.

По форме ледники подразделяются на горно-долинные и покровные. Иногда еще выделяют промежуточный тип ледников, которые в горах обладают долинной формой, а выходя на равнину превращаются в

Горно-долинный тип ледников. В любом горно-долинном леднике различаются области: 1) аккумуляции, 2) стока и 3) разгрузки.



Горные ледники питаются за счет снега, выпадающего в высокогорье и постепенно переходящего в фирн, а затем и в лед. Естественно, что областью накопления льда являются понижения между скальными пиками, напоминающие чаши и называемые карами. Сливаясь между собой кары образуют более обширные

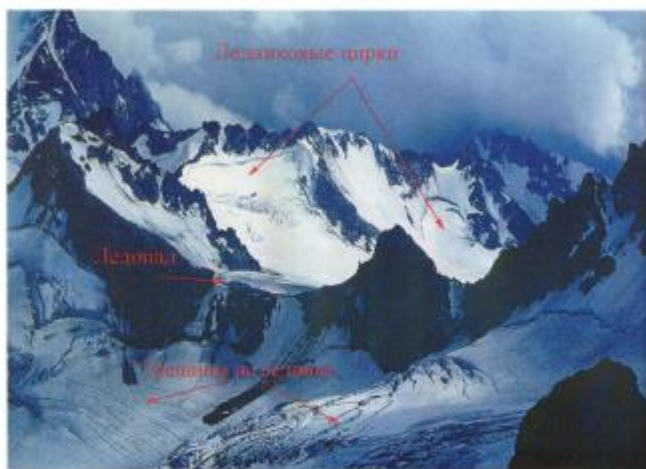
ледниковые цирки, из которых лед устремляется в горные долины, по которым может перемещаться на десятки километров.

В том месте, где ледник выходит из кара или цирка, всегда существует перегиб склона, а в леднике возникает подгорная трещина. Область стока ледника всегда характеризуется обилием трещин, т.к. в горной местности существуют резкие перепады высот рельефа уступы, обрывы и т.д., т.е. быстро изменяется градиент склона. Область разгрузки представляет собой окончание ледника, где он тает и уменьшается в мощности и объеме.

Горно-долинные ледники подразделяются на простые и сложные. Последние характеризуются питанием из целого ряда ледниковых цирков и наличием языков льда, сливающихся в один крупный долинный ледник. Поэтому такие сложные ледники называются древовидными.

Нередко ледниками заняты высокогорные перевалы и языки льда спускаются по обе стороны горного хребта,

нося название переметных ледников. Существуют каровые ледники, располагающиеся только в каровом углублении. Иногда ледник выходит из кара, но не достигает днища главной долины, оставаясь как бы висеть на склоне. Такие ледники называются висячими. От концов висячих ледников часто обрушиваются большие глыбы льда.



Ледниковые кары и трещины на леднике, ледопады. Главный Кавказский хребет, северный склон (фото Н.В. Короновского)

В Средней Азии существует особый тип горно-долинных ледников, питающихся не за счет каровых фирновых полей и ледников, а за счет большого количества снега, поступающего на поверхность ледника

с лавинами, сходящими со склонов ледниковой долины. Подобные ледники называются туркестанскими.

Ледники движутся и это означает, что на глубинах в 50 и более метров, там, где трещин уже нет и давление велико, лед обладает пластичностью и способен медленно течь, т.к. атомы в кристаллической решетке льда способны смещаться друг относительно друга, а лед испытывает пластическую деформацию. Собственно говоря, лед течет точно также, как и горные породы под большим давлением и высокой температурой на глубинах в первые км. В этом отношении лед не отличается от горных пород. В силу различной твердости разных слоев льда в леднике возникает расслоенность и отдельные слои могут скользить друг по другу с разной скоростью. Особенно часто отслаивается верхний наиболее хрупкий слой ледника, на крутых склонах образуя мощные ледопады.

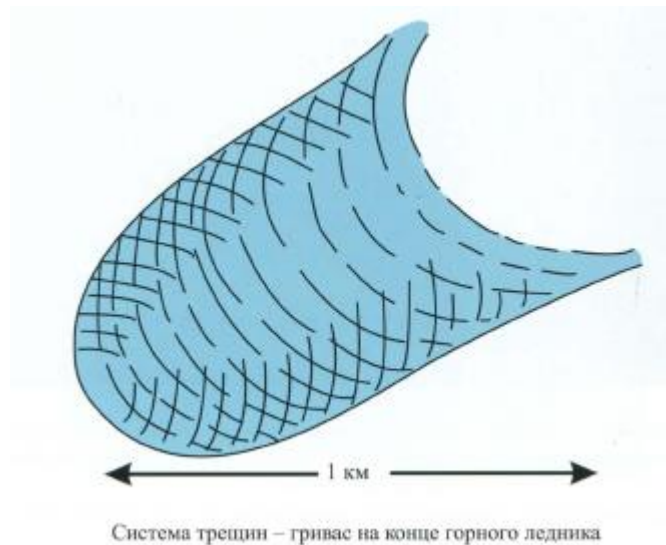


В горно-долинных ледниках скорость движения льда в плане и в поперечном разрезе различается в разных местах сечения ледника. У бортов и у днища ледника скорости минимальны ввиду трения о коренные породы, а в середине и в центральной части в плане скорости перемещения будут больше. Так как движение ледника неравномерно в поперечном сечении, он растрескивается и трещины располагаются перпендикулярно оси максимального по скорости течения ледника, загибаясь к его краям. Трещинообразованию способствует и расслоенность ледника. Талые воды, текущие, как по поверхности, так и под днищем горно-долинных ледников разрабатывают неровности и трещины, нередко

превращая их в ледяные туннели или глубокие канавы. Кроме того, эти водные потоки переносят большое количество разрушенного ледником обломочного материала с коренных склонов долины.

Покровные материковые ледники, обладая изометричной в плане и линзовидной формой в поперечном разрезе, обладают максимальной мощностью, достигающей нескольких км в центральной части купола, откуда лед под давлением и в результате изменения градиента давления движется по радиусам к своим краям. При этом следует иметь в виду, что в основании горно-долинных ледников температура обычно высокая и близка к точке плавления льда (“ледники с теплым основанием”). Поэтому льды скользят по субстрату с минимальным трением по пленке из талой воды. В высоких широтах температура может быть настолько низкой как в самой толще льда, так и в его основании, что лед “примерзает” к субстрату (“ледники с холодным основанием”) и движение ледника осуществляется за счет скольжения его внутренних неоднородных слоев.

Поверхность ледников, не покрытых снегом, всегда изрезана трещинами, которых особенно много там, где тело ледника испытывает изгиб вверх и в нем развивается напряжение растяжения. Возникающие при этом трещины располагаются веерообразно, расширяются кверху и суживаются вниз. А по краям долинного ледника всегда закономерно расположена система трещин - карисс, изогнутых в сторону верховьев ледника, что связано с его течением.



Если снег с поверхности ледника стаял, то ручьи, текущие по ней днем, в жаркое время суток, вырабатывают

небольшие углубления, разделенные гребнями. Такая поверхность называется сераки.

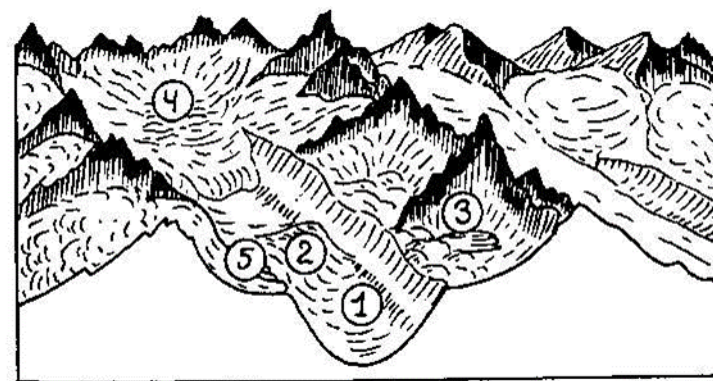
Попавшие на ледник крупные камни, предохраняют лед от таяния и тогда на нем возникают ледяные “грибы”. Пыль, скопившаяся на поверхности ледника, ускоряет его таяние, образуя углубления - ледяные “стаканы”.

Почти везде материковый ледник, обладающий неровной, волнистой поверхностью и залегающий в виде линзы, на побережье ограничен горами и зоной до 100 и даже 160 км свободной ото льда. Лед, утыкаясь в горы, ищет выхода по долинам, образуя выводные ледники, некоторые из которых достигают океана и тогда от их краев откалываются айсберги. Оценки свидетельствуют о ежегодном рождении 10-15 тысяч больших айсбергов.

Разрушительная (экзарационная) деятельность ледников.

Термин экзарация (лат. “экзарацио” - выпаживание) используется для обозначения эродирующей деятельности ледника, которая оказывается им благодаря

огромному давлению, движению льда, а также воздействию на ложе ледника включенных в лед валунов, обломков, гравия и песка. Именно эта “прослойка” на контакте льда и горных пород, благодаря давлению оказывает на последние абразивное действие, срезая выступы, истирая и полируя их. Благодаря такому абразивному действию, V - образные речные горные долины, по которым начинает двигаться ледник, постепенно приобретают корытообразную U- образную форму трога (нем. “трог” - корыто). Если в долине встречаются выступы более твердых пород - ригели, ледник переваливает через них, а перед ними или после них днище трога углубляется и образуются ванны выпахивания. В верхних частях горно- долинных ледников образуются, чашеобразные кары и более крупные цирки.



Экзарационные формы рельефа: 1 – трог, 2 – ригель, 3 – кары, 4 – цирки, 5 – висячие долины

Ледники крупных долин в горных областях часто принимают в себя более мелкие ледники из боковых долин, днище которых располагается намного выше коренного днища главной троговой долины. После таяния ледников образуются “висячие трог”.

Впаянные в основание ледника разнообразные по величине камни благодаря огромному давлению оставляют на подстилающих горных породах борозды и царапины - ледниковые шрамы, которые фиксируют своей ориентировкой направление движения ледника. Скальные выступы пород сглаживаются и полируются

абразивным действием льда, возникают т.н. бараньи лбы, обладающие асимметричной формой. Длинный, отполированный и со шрамами “лоб” располагается навстречу движению ледника, а крутой, обрывистый склон находится с другой стороны. Скопления бараньих лбов образует форму рельефа, называемую курчавыми скалами.

Ледник способен захватывать крупные обломки горных пород, нередко покрытые ледниковыми шрамами, и разносить их на большие расстояния - эрратические (не местные) валуны. Большие глыбы коренных пород могут попадать в основание покровного ледника за счет откалывания от субстрата примороженных ледником крупных кусков породы под напоромдвигающегося ледника.

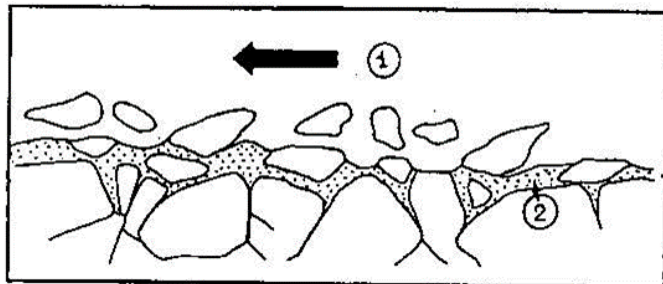


Схема образования донной морены. Нижняя часть льда пластична с температурой, близкой к 0°С. Вода, проникая по трещинам, замерзая, откалывает глыбы пород, которые вовлекаются в движение льда. 1 – направление движения льда, 2 – вода в трещинах пород ложа ледника

Покровные ледники, обладая большой экзарационной силой, выпахивают в своем ложе глубокие и протяженные ложбины и рвы - ложбины выпахивания. Более 90% озер в северных широтах Земного шара своим возникновением обязаны именно таким процессам, связанным с последними оледенениями.

Мощная напорная сила медленно перемещающегося ледника, как нож бульдозера способна вызвать дислокацию горных пород, сминая их в складки, разрывая на крупные глыбы - отторженцы, способные перемещаться на многие десятки км. Гляциодислокации - довольно распространенное явление в областях древних оледенений.

Транспортная и аккумулятивная деятельность ледников.

При своем движении ледник захватывает и переносит различный материал, начиная от тонкого песка и, кончая, крупными глыбами, весом в десятки тонн. Попадают они в тело ледника различными способами.

В горно-долинных ледниках обломки пород скатываются со склонов ледниковых каров, цирков или трогов в результате выветривания, обвалов и оползней и, попадая, на лед перемещаются вместе с ним, проникая в трещины, погружаясь в лед за счет протаивания последнего. Особенно много обломочного материала скапливается в местах контакта ледника с бортом долины. Кроме того, в днище ледника также включены многочисленные обломки, попавшие туда в результате экзарационной деятельности. Материал любого размера, включенный в лед или переносимый льдом и впоследствии отложенный, называется мореной.

Выделяются морены движущиеся и отложенные. В горно-долинных ледниках существует ряд разновидностей морен в связи с их положением в теле

ледника. Боковые морены располагаются в краевых частях ледника, срединные - в их середине, причем как на поверхности, так и внутри ледника.

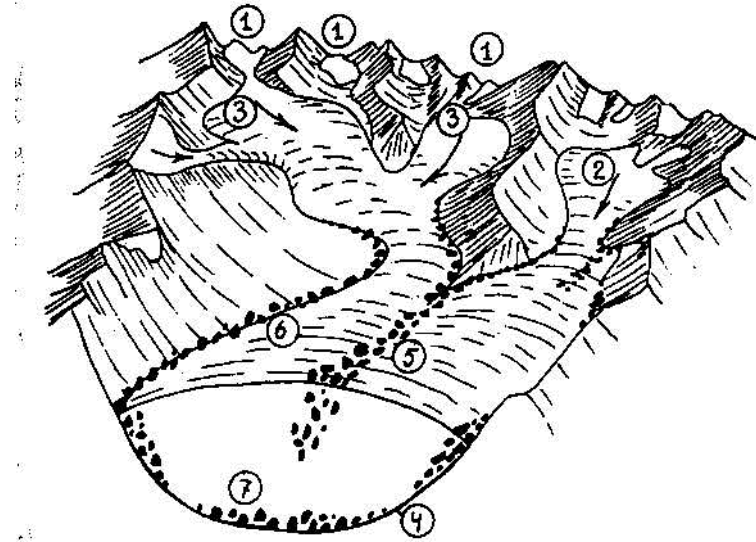


Схема питания и строения горного ледника: 1 - кары; 2 - цирки; 3 - области питания ледника; 4 - ледниковая корытообразная долина - трог. Морены: 5 - срединная, 6 - боковая, 7 - донная

Последние образуются при слиянии двух ледников, когда две боковые морены сливаются в одну, расположенную по оси ледника. Донная морена выстилает ложе ледника. В ледниках покровного материкового типа развиты преимущественно донные

морены, т.к. лед перекрывает мощной толщей все выступы рельефа.

Отложенные морены образуются либо после отступления ледника, либо в моменты его стационарного положения, когда скорость наступания равняется скорости таяния или абляции. В последнем случае, как в горных, так и в равнинных, покровных ледниках формируется конечная морена или конечно-моренный вал. Различный обломочный материал, включенный в лед, вытает из него у края ледника. Но так как ледник движется вперед, он приносит с собой все новые и новые порции обломочного материала, которые постепенно и нагромождаются у его стоящего на одном месте края.



Формирование конечной морены

В формировании конечно-моренных или терминальных гряд не исключено и напорное действие ледника, подобно действию бульдозера. Обломки могут выжиматься из льда, выдавливаясь из него.

Если в горных ледниках конечные морены всегда имеют дугообразную форму, располагаясь выпуклой стороной вниз по долине, то на равнинах конечные морены повторяют изгибы краев ледникового покрова, часто лопастями прилегающими по древним речным долинам.

Донная или, как ее иногда называют, основная морена, образуется в основании ледника, когда при его движении происходит отрыв и перемалывание, раздробление, как твердых, так и рыхлых коренных пород ложа ледника. Обычно донная морена состоит из обломков, валунов, гравия, песка и глины, представляя собой весьма разнообразный материал. Подобные донные морены покрывают большие пространства, формируясь при отступании ледниковых покровов и могут быть

весьма плотными за счет высокого давления ледника. Как правило, талыми водами мелкий материал впоследствии вымывается и на поверхности преобладают скопления крупного валунного материала. Уплотненные древние морены получили название тиллитов. Плохая сортированность донных морен, да и не только донных, особенно в разрезах древних отложений, позволяет их путать с отложениями селевых потоков. Донные морены образуют обычно слабо холмистый рельеф, на фоне которого нередко отдельные овальные в плане возвышенности, высотой до 30 м, длиной до первых км и шириной в сотни метров. По форме они напоминают половинку дыни или яйца и называются друмлинами. Образуются они за каким-либо выступом коренных горных пород, когда ледник переваливает через него, за ним образуется недостаток массы льда или даже полость и там скапливаются донные моренные отложения, часто слоистые. Друмлины нередко образуют целые поля, где они длинной осью вытянуты по направлению движения

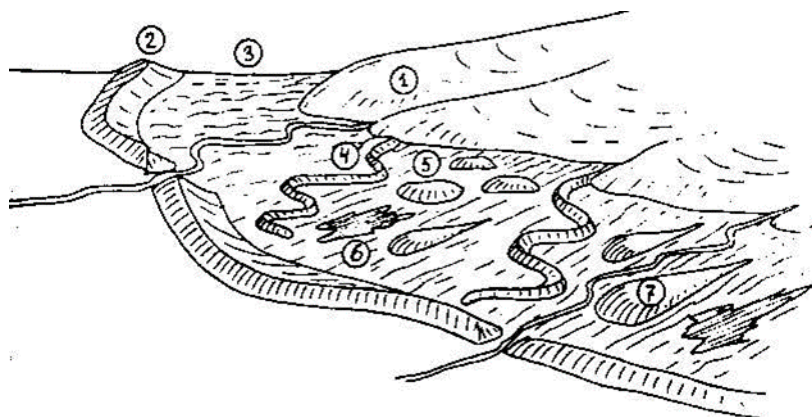
ледника, также, как и ложбины выпахивания, занятые озерами.

Водно-ледниковые отложения.

Крупные материковые покровы льда при своем таянии поставляют огромную массу воды. Целые реки воды текут по поверхности краевой части ледника, внутри него и подо льдом, вырабатывая в нем туннели. Сток воды может быть плоскостным или линейным (сосредоточенным), а объем талой воды огромным. Естественно, что эта быстродвижущаяся вода производит большую работу, как аккумулятивную, так и эрозионную. Под ледяным покровом могут располагаться большие озера, как это сейчас наблюдается в Антарктиде. Объем талых вод сильно изменяется в зависимости от сезона, а также от “холодного” или “теплого” типов ледника.

Благодаря постоянному выносу талых вод формируются ложбины стока, образующих своеобразный рельеф чередования ложбин с широкими днищами и крутыми склонами. Обломочный, главным образом,

песчаный материал, влекомый этими потоками, распространяется на больших пространствах, образуя зандровые равнины (нем. “зандер” - песок), за внешним краем конечно-моренных валов. Создавались зандровые равнины многочисленными ручьями и речками, постоянно меняющими свои русла. Вблизи края ледника материал откладывался более грубый, а тонкий песок уносился дальше всего.



Перигляциальная область покровного ледника: 1 - ледник, 2 – конечно-моренный вал, 3 – зандровая равнина, 4 – озы, 5 – камы, 6 – приледниковые озера, 7 – друмлины

Озы представляют собой протяженные, извилистые гряды или валы, высотой в 20-30 м, сложенные слоистым

песчано-галечным или песчано-гравийным материалом. Образовались они вследствие наличия водных потоков на поверхности или внутри ледника, которые переносили песчано-гравийный материал. Когда ледник растаял, этот материал оказался спроектирован на поверхность суши в виде вала, а не в форме “корыта”, какую он имел в реке, текущей по льду. Озы всегда ориентированы по направлению стока воды с ледника, а, следовательно, указывают на его движение.

Камы - это холмы изометричной формы, высотой в 10-20, редко больше метров, сложенные чередованием слоев разнозернистого песка, глин, редко с отдельными гальками и валунами. Эти отложения формировались в озерных котловинах, расположенных на поверхности ледника и после таяния последнего, оказались, как и озы, спроектированными на поверхность коренных пород.

Озерно-ледниковые, тонкослоистые (ленточные) отложения, состоящие из многократно чередующихся глинистых и песчанистых слойков, образовались в

приледниковых озерах. Когда таяние было более бурным, например, летом, в озеро сносится относительно грубый материал, а зимой, в условиях ослабленного водотока накапливались глины. Количество слоев в ленточных озерных отложениях (варвы) говорит о времени формирования озера. Все упомянутые выше отложения, связанные с действием талых ледниковых вод иначе называются флювиогляциальными, что указывает на их водно-ледниковое происхождение.

Плавучие льды или айсберги разносятся течениями на большие расстояния от кромки ледников. На плавучих льдах находилось много обломочного материала, который, по мере их таяния откладывался на океанском дне. В шельфовых ледниках, занимающих большие пространства благодаря волнению вод с краев, откалываются столовые айсберги, с отвесными уступами. Длина таких айсбергов может превышать 100 км и они десятилетиями плавают в океанах, постепенно раскалываясь и подтаивая, представляя большую опасность для судоходства.

Откалываясь от края шельфовых ледников, айсберги провоцируют накопление на дне мощных оплывающих валунно-глинистых отложений и формирующих мореноподобные толщи.

Геологические процессы в криолитозоне.

Криолитозона состоит из мерзлых, морозных и охлажденных пород. Под мерзлыми понимают такие породы, которые содержат в своем составе лед и характеризуются отрицательными температурами. Морозные породы отличаются от мерзлых тем, что в них отсутствует вода и лед. Такие породы чаще всего представлены магматическими и метаморфическими их разновидностями, а также сухими песками и галечниками. Охлажденные породы также имеют температуру ниже 0С и насыщены минерализованными солеными водами - криопэгами (греч. “криос” - холод, “пэги” - соленые воды).

Криолитозона широким кольцом охватывает пространство вокруг Северного Ледовитого океана и

занимает в целом около 25% площади всей суши. Многолетнемерзлые породы есть в виде “островов” и в привершинных участках высокогорных хребтов.

Распространение криолитозоны таково, что в южных районах она располагается отдельными островами среди талых пород. Мерзлые породы имеют мощность 10-25 м и залегают в виде линз. Севернее располагается зона не сплошных мерзлых пород мощностью до 100 м, в которой много таликов - участков непромерзших пород. Севернее, обычно, криолитозона занимает все пространство, а ее мощность увеличивается до 1000- 1500 м.

Мощность “вечной мерзлоты” изменяется в очень широких пределах от нескольких метров по южной окраине ее распространения, до 1000 -1500 м.

Происхождение криолитозоны.

Несомненно, что возникновение криолитозоны в Северном полушарии в целом связано с неоднократными оледенениями, охватывавшими в последние 2 млн. лет

огромные районы. Криолитозона формируется не только в пространстве, но и во времени.

В местах, где находились ледники, мощность криолитозоны меньше, чем в тех местах, где льда не было. Там, в условиях суровых зим горные породы промерзали на большую глубину при прочих равных условиях. В реликтовом состоянии «вечная мерзлота» сейчас находится под дном шельфовых морей северных побережий России, несмотря на спорность существования в их пределах Панарктического ледникового покрова. Если шельфы и не покрывались льдом, то в условиях сильного понижения уровня моря во время последнего оледенения они должны были промерзать на большую глубину.

В равнинных участках материков распространение криолитозоны связано с широтной зональностью, т.к. количество солнечной радиации становится меньше к северу, понижаются среднегодовые температуры, увеличивается альбедо – отражательная способность

поверхности Земли вследствие длительного сохранения снежного покрова. Снежное поле отражает до 90% солнечной радиации, тогда как вспаханное поле только 7-8%. В горных районах наблюдается высотная геокриологическая зональность.

Строение.

В пределах распространения криолитозоны кровля многолетнемерзлых пород всегда залегает на некоторой глубине, которая определяется мощностью слоя, оттаивающего летом. Этот слой называется сезонноталым, он полностью промерзает. В криолитозоне и на таликах зимой образуется сезонномерзлый слой, который подстилается немерзлыми или талыми породами. Летом этот слой полностью оттаивает.

Глубина промерзания или протаивания имеет важное значение и зависит от количества солнечной радиации, поступающей в данный район летом и зимой. В криолитозоне всегда находятся участки, где сезонноталый слой не полностью промерзает зимой и участки, где летом

не полностью оттаивает сезонномерзлый слой. Оттаивание пород начинается сразу после схода снега и его темп может достигать нескольких десятков см в месяц. Даже на небольшой, казалось бы, однородной в климатическом отношении площади, летнее оттаивание происходит на разную глубину и с различной скоростью. Все зависит от конкретных геолого-геоморфологических особенностей, экспозиции склона, залесенности и т.д. Слои сезонного оттаивания могут промерзать не только сверху, но и снизу, со стороны многолетнемерзлых пород.

Слой сезонного промерзания и оттаивания чрезвычайно важен для строительства, т.к. именно его мощностью определяются условия, в которых закладываются фундаменты зданий, забиваются сваи и т.д. Поэтому составляются детальные карты сезонноталых и сезонномерзлых, в которых происходят фазовые превращения воды, связанные с поглощением или выделением тепла. Слой с сезонными изменениями теплового состояния пород очень быстро реагирует на любое техногенное вмешательство, при этом могут

развиваться негативные процессы, которые потом трудно ликвидировать.

В различных геологических районах строение криолитозоны может отличаться. Местами развиты только мерзлые породы. В других районах, например, на древних платформах, где осадочный чехол перекрывает метаморфический фундамент, первый представлен мерзлыми, а второй морозными породами.

На побережьях морей Ледовитого океана под мерзлыми породами залегают охлажденные породы с криопэгами и переход между ними постепенный. Верхняя толща мерзлых пород имеет более молодой возраст, чем более нижняя.

Типы поземных льдов.

Мерзлые породы характеризуются различным содержанием подземного льда, характером его распределения в породах. Конституционный лед содержится в любых многолетнемерзлых породах. Если порода обладает высокой влажностью, то вода, замерзая и

превращаясь в лед, скрепляет, цементирует ее зерна или их скопления. Такой лед-цемент развит шире всего. Лед, который цементирует дисперсные породы, повышает их прочность. Понятие льдистость породы характеризует количество содержащегося в ней льда. Если порода прочная, скальная, то лед заполняет в ней все возможные поры и трещины, которые образовались, естественно, до начала промерзания горной породы. Если глинистые породы начинают промерзать, то влага, содержащаяся в них мигрирует к фронту промерзания, где образуются прослойки - шлиры льда различной мощности от долей см до 0,5 м. Такие породы характеризуются гораздо большей льдистостью, а шлиры льда образуют разные криогенные текстуры - сетчатые, слоистые, линзовидные, атакситовые, порфиоровидные и др. Породы, содержащие шлиры льда, при своем оттаивании утрачивают повышенную прочность и дают существенную осадку. Льдистость обычно увеличивается в горных породах вверх по разрезу, а с глубиной уменьшается.

Если в мерзлые породы проникает вода из таликов или напорных подмерзлотных вод, то возникают инъекционные льды, мощность которых и длина достигает многих десятков метров.

В краевых участках горно-долинных и покровных ледников при их таянии и отступании, отдельные массивы льда засыпаются моренами и обвалами и тогда возникает погребенный лед, который долго не тает.

Если порода сформировалась до начала промерзания, то в ней возникают эпигенетические льды, а если промерзание происходит одновременно с образованием породы, тогда она характеризуется сингенетическим льдом.

Довольно редко, но встречаются пещерные льды, залегающие в глубоких пещерах.

Подземные воды в криолитозоне.

Образование многолетнемерзлых пород, являющихся водоупорами, сильно изменили условия

водообмена атмосферных и подземных вод в криолитозоне. Большая часть пресных подземных вод в криолитозоне приурочена к таликам.

Таликами или талыми зонами называются толщи талых горных пород, которые развиты с поверхности земли или под водоемами и реками и которые непрерывно существуют более десятка лет. Если талики снизу подстилаются мерзлыми породами, то они называются надмерзлотными или несквозными, а если талики только обрамляются по бокам мерзлыми породами, как стенками, то они носят название сквозных. Талики также могут быть межмерзлотными и внутримерзлотными в виде линз «тоннелей», «трубы», ограниченными со всех сторон мерзлыми породами.

Подземные воды криолитозоны по отношению к мерзлым породам - криогенным водоупорам подразделяются на: 1) надмерзлотные; 2) межмерзлотные; 3) внутримерзлотные и 4) подмерзлотные воды.

1. Надмерзлотные подземные воды подразделяются на временные воды деятельного слоя и постоянные воды несквозных таликов.

Временные воды существуют только летом, и глубина их залегания не превышает кровли мерзлых пород. Воды имеют важное значение для процессов солифлюкции, образования курумов, оплывин, пучения пород.

Постоянные воды связаны с несквозными таликами над кровлей мерзлых пород и они отвечают за образование гидролакколитов, бугров пучения, наледей.

2. Межмерзлотные воды обычно располагаются между двумя слоями мерзлых пород, например, между голоценовым верхним и реликтовым, позднелиценевым, нижним. Эти воды чаще всего динамически не активны.

3. Внутримерзлотные воды, о чем говорит их название существуют внутри толщи мерзлых пород и находятся в замкнутых объемах, будучи приуроченными к таликам в карстующихся известняках.

4. Подмерзлотные воды циркулируют вблизи подошвы мерзлой толщи, обладают положительными температурами, иногда слабо или сильно минерализованы и могут быть напорными и ненапорными, а также контактирующими с мерзлой породой или неконтактирующими, т.е. отделенными слоем талых пород от мерзлых.

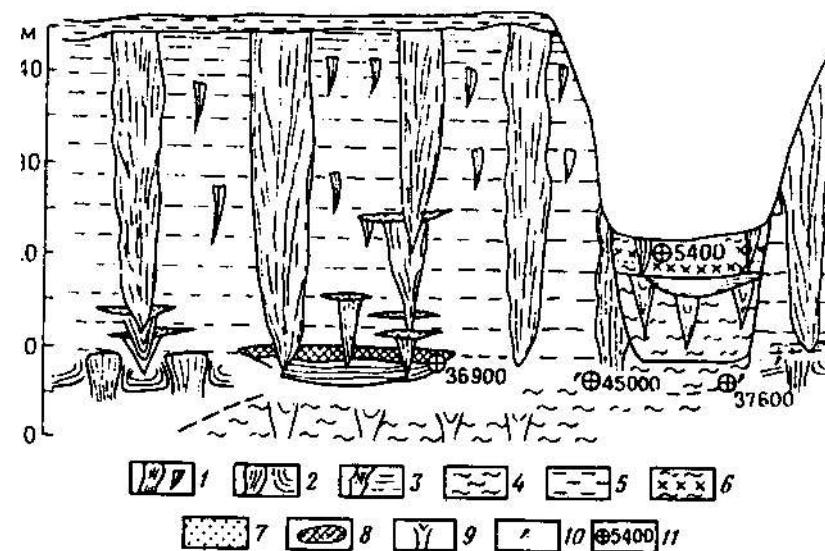
Криогенные формы рельефа.

Ландшафты криолитозоны характеризуются особыми, присущими только им формами рельефа, обусловленными процессами многократного промерзания и оттаивания слоя. Именно это обстоятельство приводит к формированию морозобойных трещин и различных полигональных форм рельефа, пучения, термокарста, курумообразования, течения почвы, грунта, оплывин и т.д. Рассмотрим эти формы криогенного рельефа.

1. Морозобойное растрескивание горных пород широко распространено в криолитозоне. Образование трещин в мерзлой породе обязано возникновению напряжений в

ней при охлаждении и сжатии. Точно также образуются трещины столбчатой отдельности в базальтовых лавах или трещины в усыхающих такырах. Механизм один и тот же. Отличие в том, что морозобойные трещины могут возникать многократно на одном и том же месте. В районах с хорошо выраженным континентальным или морским климатом грунт оказывается разбитым системами перпендикулярных трещин таким образом, что на местности становится хорошо видна полигональная, четырехугольная или другая структура. Размеры этих полигонов могут быть самыми разными от первых десятков см до 20-30 см.

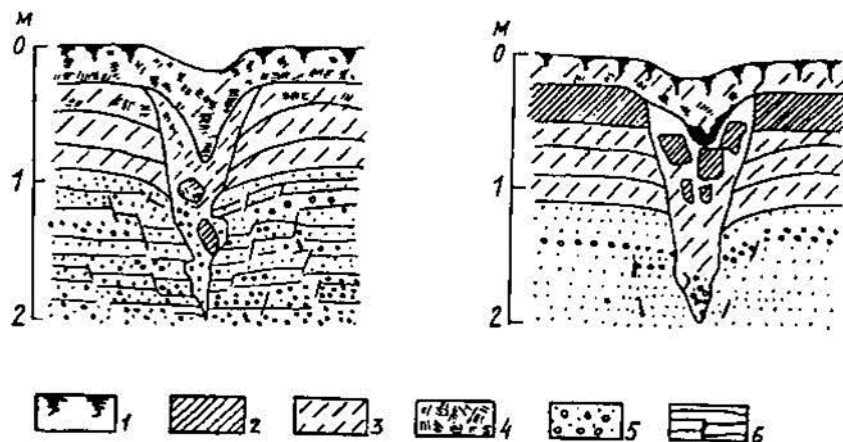
Образование морозобойных трещин неизбежно приводит к возникновению полигонально-жильных структур или ПЖС различных типов. Наиболее важными из них представляются повторно-жильные льды – ПЖЛ, шире всего развитые в северных районах криолитозоны.



Строение ледового комплекса Колымской низменности у Дуванского Яра (составлено под руководством Т.Н.Каплиной): 1 – ледяные жилы (повторно-жильные льды); 2 – алевриты с сильными загибами слоев у контактов с ледяными жилами; 3 – то же, без деформаций у контактов; 4 - 6 – алевриты погребенные (4), покровного слоя (5) и оторфованные (6); 7 – пески; 8 – торф; 9 – вытаявшие ледяные жилы; 10 – остатки древней древесины; 11 – абсолютный возраст отложений по радиоуглероду, год.

ПЖЛ – образуются либо после формирования мерзлых пород и тогда они называются эпигенетическими, либо одновременно с ними – сингенетические.

Если ледяные жилы вытаивают, то освободившееся пространство заполняется различным грунтом, т.е. вторичными образованиями, называемыми псевдоморфозами по повторно-жильным льдам.



Псевдоморфозы по повторно-жильным льдам: 1 - почвенно-растительный слой и гумусированные породы, 2 – тяжелые суглинки, 3 – супеси, 4 – торф, 5 – песок и гравий, 6 – слоистость пород и мелкие сбросы

Таяние крупных повторно-жильных ледяных клиньев приводит к возникновению котловин протаивания, между которыми возвышаются конусовидные бугры, называемые байджерахами. Это те породы, которые раньше располагались между ледяными

клиньями. Высота байджерахов составляет 2-5 метров и если их много, то возникает своеобразный рельеф, похожий на многочисленные термитники.

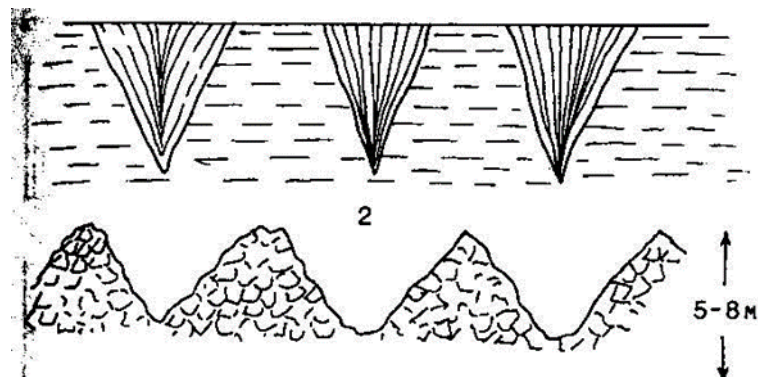
Кроме ПЖЛ существуют т.н. изначально-грунтовые жилы, возникающие при заполнении трещины водонасыщенным грунтом, который затекает или осыпается со стенок трещины. Образуется как бы жила из породы.

Песчаные жилы образуются точно таким же способом, только в морозобойные трещины попадает песок, развеваемый ветрами в сухом, очень холодном климате. В некоторых случаях формируются песчано-ледяные жилы.

К полигональным формам рельефа криолитозоны относятся, кроме описанных выше, пятна-медальоны, полигонально-валиковые формы рельефа: каменные многоугольники и байджерахи.

Пятна-медальоны обладают размерами от 0,2-0,3 до 1-2 м, разграничены друг от друга морозобойными

трещинами и образуют характерную поверхность, напоминающую гигантскую чешую.



Образование байджерахов: 1 – повторно-жильные льды, 2 – вытаивание льдов и образование байджерахов в виде земляных конусовидных холмиков

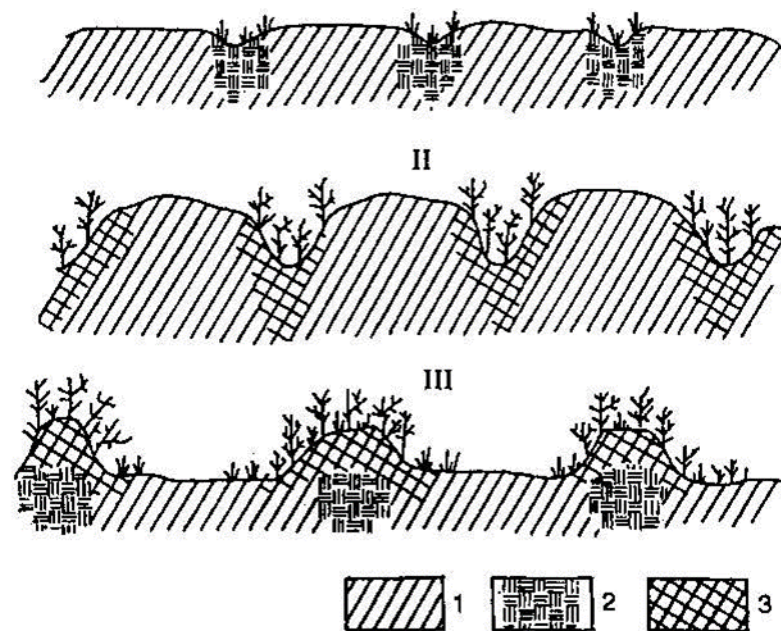
Проникновение морозобойных трещин происходит до подошвы деятельного слоя. При начале промерзания, которое происходит по бокам трещины быстрее, в центре структуры создается избыточное давление и еще талый глинистый или песчано-суглинистый грунт может прорвать тонкую промерзшую поверхностную корочку деятельного слоя и в виде жидкой массы залить какую-то площадку. Образуется пятно из грязи, ограниченное полигональной сеткой трещин. Такой процесс может

повторяться многократно и по краям пятен-медальонов нередко возникает травянистая растительность. Пятна-медальоны образуют различную морфоскульптуру ландшафтов. Иногда бордюр и центральная часть находятся на одном уровне; в другом случае бордюр опущен, а центр медальона приподнят; в третьем – бордюр приподнят, а центр – опущен. Все разновидности определяются характером движения разжиженной грунтовой массы.

Процесс неравномерного промерзания в полигональной сети морозобойных трещин, приводит, как уже говорилось, к увеличению давления внутри отдельно взятого полигона, под действием которого, прорвавшийся наверх разжиженный грунт, сдвигает в стороны вымороженные на поверхность камни, которые образуют каменные полигоны или каменные многоугольники - площадки с тонким материалом в центре и каменными обломками по краям.

Термокарст

Изменение теплового режима в поверхностной части криолитозоны приводит к протаиванию отдельных участков грунта, вытаиванию сегрегационных и жильных льдов и, как следствие, к просадке грунта и возникновению специфических форм термокарстового, отрицательного рельефа. Это небольшие углубления, воронкообразные просадки, округлые котловины, как правило, занятые озерами или уже осушенные и называемые аласами в Якутии, а в Западной Сибири – хасырями. Аласы могут быть в десятки км в диаметре и глубиной в 30-40 м, а в их днище формируются озерно-болотные отложения.



Основные морфологические типы пятен медальонов: I – плоские или слабо выпуклые, II – выпуклые на пьедесталах кочках, III – плоские или вогнутые. 1 – суглинок или супесь, 2 – гумусированный грунт, 3 – торф

Термокарстовый рельеф особенно широко развит на аллювиальных аккумулятивных равнинах в арктическом и субарктическом поясах, где котловины протаивания чаще всего заняты озерами, вода в которых, аккумулируя тепло, сама способствует дальнейшему протаиванию мерзлого грунта, вплоть до образования подозерных

несквозных таликов. В южных районах криолитозоны, проявления современного термокарста сходят на нет.

Мерзлые породы чрезвычайно чувствительны к любому, даже самому незначительному техногенному нарушению природного теплового режима. Строительство дорог, нефте- и газопроводов, вырубка леса, даже след от трактора, тут же приводит к изменению теплового равновесия, начинается усиление протаивания и развитие термокарста, бороться с которым очень трудно.

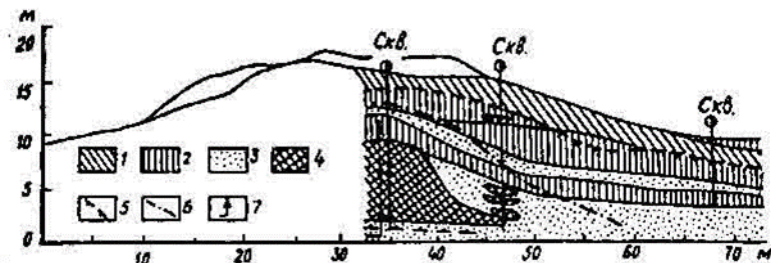
Процессы морозного пучения связаны с образованием льда и увеличением объема породы в деятельном слое, сложенном тонкодисперсными породами и торфяниками. Отдельные многолетние бугры пучения, достигают в высоту 15-20 м, и в диаметре до 100 м, но чаще – меньше.

Сегрегационные бугры пучения могут быть сезонными и многолетними. Они формируются, когда влага устремляется к фронту промерзания, и при этом образуются шлеры льда, что вызывает увеличение объема

и поднятие поверхности. Этот процесс может происходить ежегодно. Зимой с возникшего многолетнего бугра пучения снег сдувается, что вызывает увеличение глубины промерзания и «дополнительную» миграцию влаги, приводящую к интенсивному льдообразованию и, соответственно, росту бугра. Такой процесс может продолжаться сотни лет и впоследствии бугор пучения как бы «умирает» переходя в реликтовое состояние.

Многолетние инъекционные бугры пучения или булгунняхи (пинго) возникают в связи с промерзанием таликов, располагающихся часто под озерами и старицами рек, в частности, после осушения термокарстовых озер, аласов и др. Когда термокарстовое озеро осушается, то талые породы под ним начинают промерзать а увеличивающееся давление выжимает талый грунт вверх, приподнимая образовавшуюся над ним мерзлотную корку. Образуется бугор пучения, который в дальнейшем растет, т.к. талый грунт все больше и больше промерзает за счет выделения сегрегационного льда. И, наконец, вместо талика образуется ледяная линза,

находящаяся внутри бугра или булгуннях. Размеры булгуннях достигают в диаметре до 200 м, а в высоту в 30-60 м.



Разрез булгунья. Лено-Амгинское междуречье. Центральная Якутия (по П.А.Соловьеву): 1 – супеси, 2 – суглинки, 3 – пески, 4 – лед, 5 – верхняя граница мерзлых пород, 6 – граница ядра с выделением линзочки чистого льда, 7 – напор водоносного горизонта

Гидролакколиты формируются при вторжении напорных надмерзлотных и подмерзлотных вод в талый грунт в местах разгрузки подземных вод и во время промерзания образуется также ледяная линза, залегающая согласно с вмещающими породами, которые надо льдом приподнимаются образуя бугры.

Разнообразные процессы пучения в поверхностной части криолитозоны распространены чрезвычайно

широко и обладают различными формами проявления. Структуры пучения создают большие трудности при строительстве в области распространения многолетнемерзлых пород.

Наледи. Зимой, в областях «вечной» мерзлоты многие реки местами промерзают до дна. Вода, которая еще находится в отдельных участках русла и в речном аллювии, ищет выхода и вырывается на лед, растекаясь по нему тонким слоем. Так может повторяться много раз и, в конце концов, образуется толща льда, мощностью в несколько метров и площадью в десятки и сотни км². Наледи речных вод прекращают свой рост к январю, а наледи грунтовых, межмерзлотных и подмерзлотных вод растут до весны и летом не успевают растаять, образуя большие ледяные массивы – тарыны. Если нарушить естественные пути движения воды, то наледи будут возникать там, где их раньше не было и мешать строительству мостов, дорог и др. Поэтому осуществляют специальные противоналедные меры.

Таким образом, существуют наледи речных, надмерзлотных и подмерзлотных вод. Иногда вода не может подняться на поверхность в силу разных причин, например, если она попадает в пространство между многолетнемерзлыми породами и промерзшими сезоннотальными слоями. Тогда она, замерзая, превращается в ледяную линзу, которая увеличиваясь в объеме, приподнимает кровлю, образуя гидролакколит или подземную наледь. Такие наледи могут быть однолетними или многолетними, особенно там, где происходит непрерывная разгрузка подземных вод. Мощность ледяного ядра в таком случае может достигать 10 м. Но залегает оно, как правило, неглубоко, всего в 2-3 м от поверхности.

Криогенные формы рельефа, связанные с гравитационными процессами.

Гравитационные процессы на склонах, особенно крутых, в условиях сезонного оттаивания покровных

образований приводят к развитию солифлюкции, курумов, оползней.

Солифлюкцией (лат. «солум» – почвы, «флюксус» – течение) называется медленное вязкопластичное течение рыхлых отложений, происходящее летом над кровлей многолетнемерзлых пород. Интенсивность развития солифлюкции прямо связана с крутизной склонов, т.к. с увеличением крутизны склонов течение происходит сильнее.

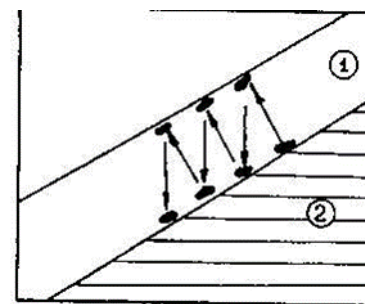
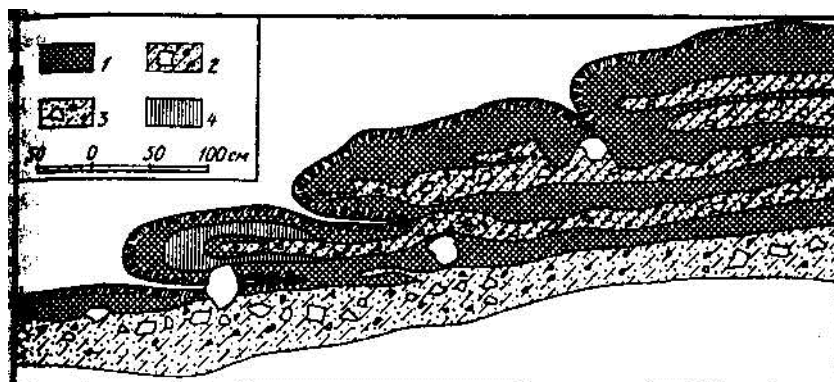


Схема перемещения частиц и обломков в деятельном слое на склоне - процесс солифлюкции: 1 – деятельный слой; 2 – многолетнемерзлые породы

Процесс солифлюкции зависит от глубины сезонного оттаивания пород, наклона рельефа, характера

задернованности и состава отложений. Чаще всего вязко-пластичному оползанию подвергаются оттаивающие, пылеватые суглинки и супеси, содержащие шлиры льда. В случае покровной солифлюкци, течение грунтов осуществляется медленно и равномерно на склонах с крутизной менее 15 градусов. Натечные формы при этом отсутствуют.

Дифференциальная солифлюкция проявляется на склонах в виде террас, оплывин, языков, полос и других форм. Происходит это потому, что скорость смещения грунта в разных местах различна.



Солифлюкционные оплывины: 1 — мелкозем, 2 — обломки пород, «текущие» по склону, 3 — деятельный слой субстрата, 4 — глинистая порода

Быстрая солифлюкция или сплывы происходят на склонах до 25 градусов, когда оттаивают льдонасыщенные почвы и породы. Происходит это обычно в начале лета, в период быстрого оттаивания грунтов. Скорость движения подобных сплывов достигает нескольких метров в минуту.

Курумы, каменные поля, реки или потоки состоят обычно из щебнисто-глыбового материала скальных пород и развиты на склонах до 40 градусов. Процессы курумообразования обусловлены сезонными и суточными колебаниями температуры, которые то расширяют, то сокращают размеры обломков, способствуя этим постепенному перемещению блоков вниз по склону. Каменные обломки постепенно вымораживаются из мелкоземистого материала, течение которого при оттаивании также перемещает вниз обломки, образующие большие поля или потоки. Они хорошо пропускают воду

и весной под ними, в охлажденных еще породах, образуется гольцовый лед. В теплые летние месяцы он может вытаивать и переувлажнять тонкие дисперсные породы, которые начинают медленно оползать по склону, увлекая с собой обломки. Курумы перемещаются вниз по склону со скоростью всего лишь нескольких см в год.