

Министерство образования и науки Российской Федерации
Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение
высшего профессионального образования

Красноярский Государственный Педагогический Университет им. В. П.
Астафьева
(КГПУ им. В. П. Астафьева)

Факультет биологии, географии и химии.

Кафедра географии и методики обучения географии
Направление 021000.62 – География
Профиль «физическая география и ландшафтоведение»

Степень: бакалавр

Допускаю к защите

И.о. зав. кафедрой Лигаева Н.А

« ____ » _____ 2015г

Выпускная квалификационная работа

**«Особенности формирования криогенных почв субарктических
широт Красноярского края»**

Выполнил студент:

Василян Гайк Мушегович _____

Дневная форма обучения

Научный руководитель:

К.г.н., доцент, Т.Н. Мельниченко _____

Рецензент:

К.г.-м..н., доцент, Ананьева Татьяна Алексеевна _____

Дата защиты _____

Оценка _____

Красноярск 2015г.

Содержание

Введение.....	3
Глава 1. Факторы почвообразования в условиях Крайнего Севера.	
1.1. Горные породы.....	4
1.2. Рельеф.....	5
1.3. Климат.....	7
1.4. Биота.....	9
1.5. Время.....	12
1.6. Многолетняя мерзлота.....	16
Глава 2. Процессы почвообразования в условиях криогенеза.	
2.1. Процессы почвообразования	19
2.2. Процессы рельефообразования.....	21
Глава 3. Типы криогенных почв Красноярского края.	
3.1. Тундровые-глеевые (торфяные и торфянистые) почвы.....	54
3.2. Болотные почвы.....	58
3.3. Глее-мерзлотно таежные почвы.....	59
3.4. Мерзлотно-таежные почвы.....	59
3.5. Горно-тундровые почвы.....	61
Заключение.....	62
Список литературы.....	63

Введение

Актуальность. Северные территории Красноярского края всегда привлекали к себе внимание лидирующих государств мира. Спор за просторы Арктики выходит на новый веток напряженности. Дания подала заявку в комиссию ООН по границам континентального шельфа, вслед за Данией в борьбу включилась и Канада. В связи с этим, Северные территории требуют более тщательного изучения, сюда входит наличие тех и иных ресурсов, как людских, так и природных, и одним из важнейших аспектов является почва, о чем и пойдет речь в данной работе.

Цель: раскрыть особенности формирования криогенных почв субарктических широт Красноярского края.

Задачи:

1. Изучить факторы почвообразования в условиях Крайнего Севера.
2. Описать процессы почвообразования в условиях криогенеза.
3. Составить описание типов криогенных почв Красноярского края.

Объект исследования: почвы севера Красноярского края.

Предмет исследования: особенности формирования почв в условиях криогенеза.

Практическая значимость: участие в научной конференции: Материалы Всероссийской с международным участием научно-практической конференции, посвященной Всемирному дню Земли и 60-летию кафедры экономической географии КГПУ им. В.П. Астафьева (Красноярск, 23 апреля 2015г.) Выпуск 10

Публикация статьи: Особенности почвообразования криогенных почв Субарктических широт Красноярского края. страница 222 - 225 Глава: Физическая география, геология, геоэкология и природопользование.

Методы: При решении поставленных задач использовались традиционные методы исследования, к ним относятся логический анализ и синтез, классификация, обобщение, дистанционные, методы закладки и изучения почвенных разрезов.

Глава 1. Факторы почвообразования в условиях Крайнего Севера

Факторы почвообразования - это внешние по отношению к почве компоненты природной среды (горные породы, организмы, климат, рельеф и т.д.), при участии и взаимодействии которых формируется почвенный покров земной поверхности (педосфера) [17].

1.1. Горные породы

Горные породы являются основным источником минеральной части почвы, которая составляет 80 - 90% и более массы почвы и только в органогенных почвах снижается до 10% и менее. Горные породы, из которых развивается почва, называют почвообразующими или материнскими. Различия в свойствах почвообразующих горных пород наследуются и почвами. Материнские породы оказывают разностороннее влияние на гранулометрический, минералогический и химический состав, а также физические, химические, физико-химические свойства и морфологические признаки почв. Итак, почвообразующая порода является материальной основой почвы и передает ей свои свойства, которые с течением времени постепенно изменяются под воздействием почвообразовательного процесса. Почвообразующие горные породы по генезису, составу, строению, свойствам и их общей роли в процессах почвообразования разделяют на три большие группы, из которых слагается твердая оболочка земной коры - литосфера: массивно-кристаллические магматического и метаморфического происхождения, плотные осадочные породы и рыхлые осадочные породы.

Магматические, или изверженные, породы образовались в результате застывания и кристаллизации расплавов (магмы) в глубине земной коры (породы глубинные - интрузивные) или из магмы, излившейся на поверхности Земли, т.е. лавы (породы излившиеся - эффузивные). Магматические породы слагают основную массу земной коры (95% от общей массы пород), на современной поверхности материков площадь их распространения составляет около 25%, т.е. они ограниченно

распространены в качестве почвообразующих пород и встречаются главным образом в горных областях. Они в большинстве [случаев перекрыты рыхлыми осадочными породами, которые выступают в качестве почвообразующих.

Метаморфические горные породы являются как бы переходными между осадочными и массивно- кристаллическими магматическими породами являются вторичными. Они образуются путем перекристаллизации, обычно без расплавления, магматических, осадочных, а также более древних метаморфических пород. Эти изменения происходят на глубине под влиянием высоких температур и давления и при взаимодействии пород с газами, и растворами, выделяющихся из магмы. К метаморфическим породам относятся гнейсы, кристаллические сланцы, кварциты, мраморы и др. Химический и минералогический состав метаморфических пород разнообразен и зависит от состава первичной породы.

Осадочные горные породы - это продукты разрушения (выветривания) массивно-кристаллических и других горных пород и жизнедеятельности организмов, которые переносятся механическими силами, выделяются из растворов и отлагаются на дне морских и озерных бассейнов или на поверхности суши. Они покрывают около 75% поверхности суши и поэтому являются широко распространенными почвообразующими породами. Осадочные горные породы состоят главным образом из глинистых сланцев (77%), песчаников (11,3%), известняков (5,9%), и солей разного состава (5,8%). По вещественному составу и генезису осадочные породы делятся на 4 группы:

1) обломочные породы, возникшие в результате механического разрушения каких-либо пород и накопления образовавшихся обломков;

2) глинистые породы, представляющие результат совместного механического и химического разрушения и накопления возникших при этом продуктов;

3) химические и органические (хемобиогенные) породы, образующиеся при различных химических процессах, проходящих на поверхности земли, и в результате жизнедеятельности организмов;

4) биогенные породы, образующиеся из растительных и животных (планктон) остатков под влиянием биохимических, химических и геологических факторов [17].

1.2.Рельеф

Рельеф, как фактор почвообразования - один из стационарных факторов почвообразования, играющий ведущую роль в перераспределении вещества (влаги, продуктов выветривания - почвообразования) в виде твердого и жидкого стока и энергии (тепла) на земной поверхности. Рельеф является важнейшим фактором географического распространения почв, оказывая большое влияния на генезис почв, структуру почвенного покрова, и служит основой почвенной картографии.

Орфография местности существенно влияет на климат, поскольку экспозиционные различия склонов и барьерная (по отношению к преобладающим воздушным массам) роль горных хребтов вызывают значительные местные различия в распределении воздушных течений, температуры воздуха, осадков, облачности и пр. Значение рельефа как фактора, перераспределяющего вещество и энергию, особенно ярко проявляется в горах в связи с высотой над уровнем моря, расчленением и крутизной склонов и их экспозицией. Известно, что с изменением абсолютной высоты местности меняются многие климатические показатели: температура, количество осадков, увлажнение, инсоляция и т.д. В горах на каждые 100 м высоты температура падает в среднем на 0,5°С. Северные склоны во все сезоны года и на всех широтах Северного полушария получают наименьшее количество солнечной радиации и являются самыми холодными [17].

Рельеф северных территорий Красноярского края разнообразен. На большом протяжении северной части река Енисей проложила долину на стыке двух тектонических структур. С правобережья к долине реки уступами

спускается сложенное древними породами Среднесибирское плоскогорье и Енисейский кряж. На левом берегу реки расположена Западно-Сибирская низменность, которая на севере смыкается с обширной Енисейско-Хатангской низменностью, занимающей часть Таймырского полуострова. Среднесибирское плоскогорье сложено песчаниками, известняками, сланцами, углем, которые во многих местах перекрыты магматическими излияниями - траппами. В северо-западной части плоскогорья поднимается плато Путорана [46].

На левобережье Енисея расположена восточная часть Западно-Сибирской низменности. Она неоднократно перекрывалась ледниками, поэтому рельеф в основном равнинно-холмистый [46].

Средне-Сибирская низменность занимает большую часть Таймырского полуострова. Далеко простираются холмы и гряды высотой до 12 м. На севере полуострова от Енисейского залива до моря Лаптевых протянулись невысокие горы Бырранга, средняя высота которых составляет 400-600 м [46].

1.3. Климат

Климат как один из важнейших факторов почвообразования обеспечивает поступление на поверхность Земли солнечной и тепловой энергии, а также влаги, без которых немислима жизнь , а следовательно, и почвообразование. С климатом связаны глобальные и региональные почвенно-географические закономерности, т.е. проявление общих законов географии почв (горизонтальная зональность почв, вертикальная зональность почв), и обеспечение почвы теплотой и влагой. Климат влияет на почвообразование как непосредственно, определяя энергетический уровень и гидротермический (водный и тепловой) режим почвы, так и косвенно, воздействуя на другие факторы почвообразования (почвообразующую породу, рельеф, грунтовые воды и т.д.) [17].

Климатические условия Северных территорий Красноярского края. Весь Таймырский полуостров расположен севернее 70° с.ш., что естественно, накладывает существенный отпечаток на характер климата. Большая часть

территории по климатическому районированию относится к области атлантического влияния арктического пояса. Северо-восточные районы попадают в область континентального влияния этого же пояса. Верховья Пясины и полоса лесотундры вдоль края плато Путорана входят в область континентального влияния субарктического пояса (Алисов, 1956). В арктическом поясе арктические воздушные массы преобладают как в холодное, так и в теплое время года [4] .

В зависимости от среднегодовой температуры и характера промерзания почвы выделяют 4 типа температурного режима почв (Димо, 1972): мерзлотный, длительно сезоннопромерзающий, сезоннопромерзающий, непромерзающий.

Мерзлотный тип температурного режима проявляется на территориях (Евразийская полярная, Европейско - Западно - Сибирская таежно-лесная и Восточно - Сибирская мерзлотно-таежная области), где среднегодовая температура почвы всегда отрицательная и многолетняя мерзлота сплошного типа. В почвах преобладает процесс охлаждения, сопровождающийся промерзанием почвенной влаги до верхней границы многолетнемерзлых пород.

Длительно сезоннопромерзающий тип температурного режима наблюдается в местностях, где преобладает положительная среднегодовая температура почвы. Длительность промерзания составляет не менее 5 месяцев. Глубина проникновения отрицательных температур не менее 1 м. Сезонное промерзание не смыкается с многолетнемерзлыми породами. Многолетняя мерзлота островная и перелетная либо отсутствует.

Сезоннопромерзающий тип температурного режима отличается положительной среднегодовой температурой почвы и характерен для большей части Русской равнины. Глубина проникновения отрицательных температур не более 2 м. Сезонное промерзание может быть кратковременным - от нескольких дней до 5 месяцев. Многолетнемерзлые породы отсутствуют.

Непромерзающий тип температурного режима проявляется на территориях, где промерзание почв и морозность не отмечаются, (южноевропейская фация и большая часть субтропического пояса).

Таким образом, климат и климатические явления играют исключительно большую роль в процессах почвообразования и географического распространения почв [17].

1.4. Биологический фактор

Под биологическим фактором почвообразования понимают многообразное участие живых организмов и мертвого органического вещества в образовании почвы. Именно благодаря воздействию процессов жизни на продукты выветривания горных пород происходит возникновение почвы, т.е. биологический фактор является основной движущей силой развития почвы. Внутреннее саморазвитие почвы как системы не может происходить без живых организмов.

Почва как биокосная система охвачена процессами воздействия и взаимозависимости живой и мертвой природы. Начало почвообразования всегда связано с поселением организмов на горной породе. Живые организмы вовлекают в процесс почвообразования радиационную энергию солнца, трансформируя ее потенциальную, а затем и в кинетическую энергию геохимических процессов. Поэтому биологическому фактору, или биоте, принадлежит ведущая роль в почвообразовательном процессе. В почвообразовании участвуют 3 группы организмов - высшие растения, микроорганизмы и животные, - каждая из которых выполняет свои функции в образовании почвы: 1) деятельность высших растений обуславливает круговорот химических элементов в системе почва <-> растение <-> атмосфера и накопление органической части почвы; 2) деятельность почвенных организмов осуществляет процессы разложения и синтеза минеральных и органических веществ почвы; 3) деятельность почвенных

животных обуславливает накопление, разрушение и перераспределение органического вещества в почве и оказывает важное влияние на химические и физические свойства почвы.

Роль высших растений в почвообразовании

Поступление из атмосферы и почвы в живые организмы, биохимический синтез и закрепление химических элементов в органическом веществе растений и возвращение их в почву и атмосферу с ежегодным опадом части органического вещества или с полностью отмершими организмами, входящими в состав биогеоценоза (экосистемы), принято называть биологическим (малым) круговоротом веществ (по В.Р. Висьямсу).

Биогеоценоз - это генетически, географически и трофически сопряженные местные сочетания растительности, животных, почв, рельефа, климата и гидрологии. Экологические системы называют биогеоценозами.

Экосистема- единый природный комплекс, образованный живыми организмами и средой обитания.

Высшие растения как главный источник органического вещества.

От древесных пород каждый год поступает в почву лишь незначительная часть их биологической массы в виде опада отмирающих частей (хвои, веток, листьев, плодов, коры), преимущественно наземных. Кустарниковая растительность ежегодно теряет значительно большую часть своей биологической массы, а травянистая отмирает почти полностью.

Для установления типов и количественной характеристики биологического круговорота веществ применяются следующие показатели:

Биологическая масса, или биомасса (фитомасса), - общее количество живого органического вещества в надземной и подземной сферах растительных сообществ.

Мертвое органическое вещество - количество органического вещества, заключенное в отмерших, но не упавших на почву растениях или их отдельных органах, а также накопившееся в лесной подстилке, торфяной залежи, степном войлоке и др.

Годичный прирост - масса органического вещества, нарастающая в подземных и надземных частях растений за год.

Опад - количество ежегодного отмирающего органического вещества в виде частей растений на единицу площади (обычно в центнерах на гектар).

Отпад - деревья, отмершие в результате естественного изреживания древостоя.

Интенсивность разложения органического вещества - отношение подстилки к опадку зеленой части.

Зольность - содержание зольных элементов в растениях и их частях (в %). При этом можно рассчитать зольность фитомассы, годичного прироста, опада, подстилки.

Зольные химические элементы - химические элементы (Si, Al, Fe, Ca, Mg, Na, K, S, P, Mn и др.), остающиеся в золе при сжигании растений.

Общая зольность - суммарное количество зольных элементов .

Емкость биологического круговорота - общее количество зольных элементов азота в составе фитомассы.

Интенсивность биологического круговорота - количество химических элементов, содержащихся в приросте фитомассы.

Скорость биологического круговорота - отношение общего количества зольных элементов и азота в фитомассе к их количеству в опаде.

Благодаря воздействию биологических факторов на горную породу возникает особое тело природы - почва, которое отличается от всех природных тел на земном шаре. Живые организмы являются источником органической части почвы, трансформация которой приводит к формированию качественно нового органического вещества - гумуса, характерного только для почв. Живые организмы и продукты их жизнедеятельности вызывают глубокие преобразования минеральной части почв и в значительной степени определяют направление почвообразовательного процесса. Отмечая ведущую роль значения биологических факторов, следует еще раз подчеркнуть, что эффективность их проявляется лишь при одновременном участии других факторов - почвообразователей- (климата, рельефа, горных пород, и др.). Все эти факторы развиваются в тесной, неразрывной связи друг с другом [17].

1.5.Время

Время как фактор почвообразования имеет огромное значение в формировании и развитии почв. Различают абсолютный и относительный возраст почв.

Абсолютный возраст почвы - время, прошедшее с начала формирования почвы до настоящего времени, т.е. от нуля-момента почвообразования до момента наблюдения, в течении которого данная материнская порода была экспонирована на дневную поверхность и подвергалась действию факторов почвообразования на месте без существенной денудации или погребения. При этом изменчивость факторов почвообразования во времени, тип и прерывистость процессов почвообразования не имеют значения. Абсолютный возраст почв определяется суммарной длительностью процессов, действующих на материнскую породу и образовавших из нее наблюдаемую

почву со всеми ее свойствами, современными и унаследованными. Абсолютный возраст колеблется от нескольких до миллионов лет. Самые молодые почвы развиты на свежих аллювиальных отложениях в современной (низкой) пойме, их абсолютный возраст исчисляется несколькими годами. Подавляющее большинство современных почв имеет возраст, исчисляемый от нескольких сотен до нескольких тысяч лет (голоценовые почвы). Для определения абсолютного возраста почв в почвоведении используются разнообразные методы - радиоуглеродный, дендрохронологический (по годичным кольцам деревьев), археологический, (по археологическим находкам), исторический (по историческим датировкам), полинологический (по изучению пыльцы растений), хронолитологический (по возрасту отложений) и др. Однако датировка абсолютного возраста почв пока еще разработана недостаточно.

Наиболее надежной является точная историческая датировка начала почвообразования (почвы на древних строительных сооружениях, на поверхности древних курганов и т.д.). Так, используя историческую датировку, В.В. Докучаев (1883) установил, что в течении 760 лет на известковых плитах Староладжской крепости образовались почвы, представляющие полный аналог растительно-наземных почв, лежащих на известняковых образованиях.

Хронолитологический метод применяется для датировки постледниковых почв, образовавшихся на одинаковом, но разновозрастном субстрате; нулевое время почвообразования в каждом конкретном случае известно.

1) Относительный возраст почвы - длительность периода, прошедшего с момента смены одной стадии развития почвы другой в связи со сменой почвообразовательного процесса либо с изменением одного или нескольких факторов почвообразования (растительности, почвенно-грунтовых вод, хозяйственной деятельности человека и т.д.), т.е. по стадиям развития почв можно составить представления об их относительной молодости, зрелости и

древности. Например, время стадийного развития почвы до и после сведения лесной растительности в результате пожара или вырубki, до и после осушения почвы, или стадии развития подзолистой почвы до заболачивания и после заболачивания вследствие развития плотного водонепроницаемого иллювиального горизонта (результат иллювиально-глинистого процесса), который способствует поверхностному застою атмосферной влаги и переувлажнению почв.

2) В зависимости от скорости развития почвообразования и степени его проявления почвы имеют разный относительный возраст, т.е. более гумусированные, более выветрелые, более дифференцированные на генетические горизонты почвы (быстро развивающиеся почвы) будут иметь больший относительный возраст по сравнению с почвами, отстающими в развитии.

Критерием относительного возраста почвы могут служить: степень их обеднения-обогащения различными соединениями (органическим веществом, карбонатами, полуторными оксидами и т.д.), новообразования, интенсивность и характер окраски, плотность и др.

Развитие и эволюция почв

Важное место в общей схеме почвообразования занимают вопросы развития и эволюции почв. В результате функционирования почвы (совокупность всех явлений поступления в почву, расхода из нее, миграции и передачи внутри нее и изменения состояния вещества и энергии) во времени она проходит ряд

последовательных стадий развития, направление, длительность и интенсивность которых определяется динамикой конкретных комплексов факторов почвообразования и внутрипочвенных процессов в каждой конкретной точке земной поверхности. Каждая стадия развития вносит определенные изменения в превращение, синтез и миграцию веществ и энергии в почвенном профиле.

Под развитием почв понимают постепенное образование из почвообразующей породы полностью сформированной (зрелой) почвы, достигшей динамического равновесия (квазиравновесия) с данным комплексом факторов почвообразования. Развитие почвы обусловлено извечным и непрерывным биохимическим обменом веществ и энергии между живой и неживой природой. Каждая почва проходит следующий ряд последовательных стадий: стадию начального почвообразования, стадию развития почвы и стадию равновесия, или климаксную стадию почвы. По определению С. Боула и др. (1977), это стадии "юности", "зрелости", и "старости" почвы [1].

Стадия начального (первичного) почвообразования. Почва как открытая многофазная биокосная система возникает и начинает функционировать с момента, когда экспонированная на дневной поверхности горная порода (естественного или техногенного происхождения) начинает взаимодействовать с факторами почвообразования. Начальная стадия почвообразовательного процесса заключается в изменении горных пород под влиянием жизнедеятельности наиболее простых организмов (микроорганизмов и литофильных лишайников) в сочетании с действием влаги и колебаний температуры.

Первичное почвообразование довольно широко распространено в горных районах (особенно в гольцовой зоне) и в каменистых пустынях. В холодных и жарких каменистых пустынях почвообразование долго задерживается на стадии почво- пленок пустынного панцыря, в гумидных условиях

результатом первичного почвообразования являются примитивно-щебнистые (синонимы: слаборазвитые, малоразвитые, неполноразвитые) почвы мощностью от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров, образованные фрагментарно среди каменных россыпей. Эта стадия почвообразования очень длительна в результате медленной аккумуляции почвообразующего субстрата и его денудации. По-видимому, на данной стадии почвообразование и выветривание, которые протекают одновременно, надолго уравниваются процессами денудации.

Таким образом, почва, развиваясь с течением времени, претерпевает постоянные изменения в связи с динамикой факторов почвообразования и внутрипочвенных процессов. В зависимости от продолжительности почвообразования, разные почвы имеют разный возраст, который исчисляется сотнями - десятками тысяч лет. За этот период времени почвы проходят путь от неразвитых- слаборазвитых до зрелых (климаксных) и в дальнейшем неоднократно изменяются (эволюционируют) под влиянием смены (изменения) природных условий [17].

1.6. Многолетняя мерзлота

Мерзлота как фактор почвообразования - характеризуется наличием в верхнем слое земной коры отрицательной температуры горных пород и почв (сезонная криолитозона) либо наличием многолетней (вечной) мерзлоты (многолетняя криолитозона). Криолитозоне (особенно многолетней) свойственны процессы криолитогенеза- наложение криогенеза (совокупность физических, химических и других процессов образования и последующих изменений осадочных горных пород), в результате которых происходят физические, химические и другие изменения горных пород. При этом осуществляется специфическая совокупность почвенных физических, химических и биологических процессов, происходящих под влиянием отрицательных температур, фазовых переходов воды из жидкого в твердое состояние и обратно, которая называется почвенным криогенезом, или

педокриогенезом. Педогенез - это образование, развитие и эволюция почв под влиянием мерзлоты.

Сезонная мерзлота существует в течении холодной части года с температурой ниже 0 С и является функцией современного климата. Многолетняя мерзлота - наличие в грунте сохраняющегося в течение многих лет мерзлого слоя с температурой ниже 0 С, обычно содержащего лед; она является функцией современного и палеоклимата.

Непосредственно в почвообразовании мерзлота играет роль водонепроницаемого слоя грунта и как регулятора гидротермического режима почв. Влияние мерзлоты сказывается на процессах обмена, превращения и перемещения веществ и энергии в почвах, т.е. на почвообразовании в целом.

Криогенез обуславливает проявление различных мерзлотных явлений: пучение, трещинообразование, термоденудация, термокарст, криотурбация (сметение, беспорядок), гомогенизация (однородный), трещинно-полигональность, бугристость. С мерзлотным переувлажнением связаны криосолифлюкция (почва, земля- истечение), пливунность, тиксотропность, текучесть почво- грунтов. Криогенные явления создают особые криогенные формы микро- и нанорельефа (термокарстовые воронки, пучинно-бугорковато-западинный, пятнисто-мелкополигональный, крупно-полигональный, плоско- и крупнобугристый и др.), с которыми связаны специфические криогенные типы микроструктур почвенного покрова, представленные микрокомбинациями (криогенные комплексы почв). Криогенная микроструктура почвенного покрова наиболее характерна для Арктики и Субарктики, где криогенные комплексы почв представлены полигонально- трещинными, полигонально- валиковыми, каменно-многоугольными, бугорковыми кочкарниковыми и другими микрокомбинациями.

Почвенный криогенез (педокриогенез) обуславливает развитие в почвах различных морфологических, химических, физических, биологических и других признаков и режимов. Морфологическими мерзлотными признаками почв являются: гумусовые и минеральные клинья (языки-затеки, языки-просыпки), криотурбации, криогенная оструктуренность (сланцеватая, плитчатая, ореховатая, ооидная структуры), криогенные текстуры (слоистая, сетчатая), надмерзлотная аккумуляция химических соединений (железо, соли, карбонаты, надмерзлотное накопление гумуса и др.) в форме пятен, полос, примазок и т.п.; химическими и физическими - коагуляция коллоидных и глинистых частиц, аморфных соединений, термическая денатурация гумусовых веществ, перемещение мелкоземистой и грубоскелетной частей почвы и их дезинтеграция (мерзлотное выветривание); биологическими - снижение биологической активности организмов, особенности разложения отмерших органических остатков и др.; режимными - мерзлотный, длительно сезоннопромерзающий, сезоннопромерзающий типы температурного режима и мерзлотный тип водного режима [17].

Глава 2. Процессы почвообразования в условиях криогенеза

2.1 Процессы почвообразования.

КРИОГЕНЕЗ — процессы изменения и отчасти преобразования минеральных, органических, водных и атмосферных составляющих географическую оболочку в связи с образованием льда при отрицательных температурах. Например, появление ледяных кристаллов в высоких слоях

атмосферы (до 8 км над полюсами и 17 км над экватором), замерзание воды в порах горных пород и в связи с этим их разрушение или образование тонкозернистых (лёссовидных) отложений; возникновение морозобойных трещин в почвогрунтах и расширение их при замерзании затекшей воды; образование полигональных почв; пучение почвогрунтов; термокарстовые процессы; солифлюкция и тому подобное.

Совокупность явлений превращения (разложения и синтеза) и передвижения веществ и энергии, протекающих в почве, называется почвообразованием, или почвообразовательным процессом [17].

Биогенно-аккумулятивные процессы - накопление растительных остатков разной степени разложения и гумуса под непосредственным влиянием жизнедеятельности организмов на почве или в ее толще [17].

Гумусообразование - процесс разложения растительных остатков на месте их отмирания и последующего новообразования гумуса без его перемещения по профилю. Морфологически характеризуется образованием поверхностного наиболее темного в профиле гумусового горизонта комковатой или зернистой структуры, содержащего значительное количество живых и мертвых корней. Гумусообразование - один из глобальных почвенных процессов, свойственный любой почве.

Гумусонакопление - процесс аккумуляции гумуса в поверхностном горизонте почвы в результате разложения растительных остатков и гумусообразования при сочетании гумусообразования на месте и некоторого его перемещения вниз с постепенным пропитыванием им почвенной массы. Характеризуется образованием поверхностного темного гумусового горизонта комковатой или зернистой структуры, наиболее темного и оструктуренного в профиле, постепенно теряющего гумусовую окраску с глубиной. В нижней части горизонта выделяются гумусовые языки в нижележащий горизонт.

Торфообразование - процесс консервации и накопления отмерших растительных остатков в результате замедленной их гумификации и минерализации с образованием поверхностных торфяных горизонтов в условиях избыточного увлажнения. Характерен для заболоченных и болотных почв.

Процессы метаморфизации - преобразование минеральной почвенной массы (разрушение первичных и образование вторичных минералов, процессы необратимой коагуляции оксидов железа) [17].

Оглеение - процесс метаморфического преобразования минеральной почвенной массы в результате ее постоянного или периодического переувлажнения, приводящего к развитию восстановительных процессов, иногда сменяющихся окислительными.

Педотурбационные процессы - процессы механического перемещения почвенной массы под воздействием природных сил (криотурбации, биотурбации, фитотурбации) и деятельности человека (антропогенные турбации). Эти процессы приводят к гомогенизации (гаплоидизации) почвенной массы в пределах одного или нескольких горизонтов (или профиля в целом), в различной степени нарушающих горизонтное строение почвы, либо к формированию новых горизонтов [17].

Криотурбации - процессы механического передвижения почвенной массы во влажно-пластичном состоянии, обусловленные чередованием промерзания-протаивания, приводящих к перемешиванию и внедрению одного горизонта в другой, а также к сортировке мелкоземисто-щебнистого материала и образованию почвенных криогенных горизонтов и микро- и нанорельефа. Механические движения почвенной массы являются результатом многих криогенных явлений: пучения, тиксотропности, морозобойной трещиноватости, расслоения и т.д. Процессы проявляются главным образом в почвах, формирующихся в многолетней криолитозоне.

2.2. Процессы рельефообразования

Пучение – это поднятие поверхности почвы, грунта или горной породы, вызываемое изменением их объёма при промерзании вследствие раздвигания частиц минерального скелета кристалликами льда за счет воды промерзающего слоя и мигрирующей из непромерзших слоев. Формы рельефа при пучении: бугры, которые подразделяются на многолетние (более устойчивые) и сезонные. По типу отложений на поверхности бугра делят их на два вида: торфяные и минеральные [3].



Рис. 2. Торфяные бугры на территории Норильской долины [23]

Рис. 1. Аэрофотоснимок крупнобугристых торфяников на территории Норильской долины [23]

Область распространения процессов пучения ограничена средней годовой температурой воздуха от 0°C до -10°C , зимней температурой -10°C в течение 120 дней и среднегодовым количеством осадков меньше 400 мм / год.

На севере Среднесибирского плоскогорья суровые геокриологические условия при сплошном распространении мерзлых пород ограничивают развитие процессов пучения. В восточных районах территории, где годовое

количество атмосферных осадков составляет всего 200-400 мм, неблагоприятным фактором для сезонного пучения является малая влажность СТС.

При пучении мерзлые породы растягиваются, изгибаются, местами разрываются, образуя трещины напора или пучения. Совокупность этих деформаций (криотектоника) наблюдается при возникновении как многолетней, так и сезонной мерзлоты. Бугры пучения - холмы, состоящие



из торфа и включений многолетних линз льда. Встречаются горбовидные, дайковидные, платообразные и куполовидные формы. Ширина обычно равна 10-30 м, длина 15-150 м. Местами бугры пучения образуют комплексы, тянущиеся на несколько сотен метров [40]. Поверхность бугров пересекается открытыми трещинами.

Процессы пучения отмечаются в мерзлых песках, галечниках и других крупнозернистых горных породах, а также на контакте водоупорных пластов и вышележащих водопроницаемых пород. Наиболее активному пучению подвергаются поверхностные горизонты, так как максимальная льдистость эпигенетически промерзших пород наблюдается на глубине 0-30 м. Нередко

пучение появляется на полотне дорог, на аэродромах, у подножия склонов, на днищах и в устьях балок и логов.

Образование бугров пучения проявляется в речных долинах и котловинах, где развиты водоносные талики или выходы подземных вод. На междуречьях и пологих склонах пучение ограничено, преобладают мелкие формы.

Если напор превышает прочность породы на разрыв – происходит прорыв воды на земную поверхность, бугры становятся внутри пустыми. Иногда напряжение в грунтах вызывает взрыв. Н.С.Богомолов и А.Н.Скляревская [2] описали случай, когда крупные обломки льда размером до 2 м были разбросаны на расстоянии 2-8 м, а мелкие обломки на расстоянии до 20 м от бугра. Взрыв сопровождался на протяжении 30 минут выбросом струи воды высотой до 1,5 м. Чем прочнее мерзлая толща, сдавливающая водоносный горизонт, и чем менее прочны соседние горизонты грунтов, тем более плоским оказывается ледяное тело, пластовая интрузия.

В зависимости от типа давления и непрерывности поступления воды различают бугры открытой и закрытой систем. Бугры открытой системы отличаются постоянным подтоком воды и меньшими размерами. Выпуклые ледяные тела возникают, когда водоносный горизонт, промерзая во многих местах насквозь до вечной мерзлоты, разделяется на многочисленные замкнутые системы – очаги пучения. В пределах каждой замкнутой системы по мере дальнейшего промерзания развивается сильное напряжение, возникает огромное давление, которое приводит к выпячиванию кровли, а нередко и к прорыву её. В таких случаях образуются особенно выпуклые бугры.

При разрушении бугра пучения на начальной стадии появляются глубокие трещины на поверхности вытесняет ледяное ядро, затем при интенсивном разрушении формируется термокарстовая воронка, которая на



Рис. 4. Морозобойная трещина на вершине торфяного бугра [23] последней стадии заполняется отложениями. Деградирующие формы могут иметь кольцевой вал высотой до 1,5 м. Некоторые кольцевые формы могут быть следствием разрушения бугров пучения.

Торфяные бугры представляют собой поднятия, обычная высота которых 3-4 м, реже 5-7 м, округлой формы, в диаметре от 5 до 30 м, с довольно плоской вершиной, покрытые торфом с ледяным ядром или грунтовой оглеенной массой. Крупные многолетние бугры пучения на пойме Енисея достигают высоты 7-10 м, иногда до 15 м, при ширине от 20 до 200 м и длине отдельных бугров до 300 м [14]. Распространены на болотах и заболоченных участках вокруг неглубоких озер, приурочены к днищам долин крупных и мелких рек, сырым выположенным склонам [11, 25] .

Имеют широкое распространение на территории Приенисейской и Норильской равнин, вокруг оз. Пясино.



Самым верхним слоем является торф мощностью около 1 м. Под ним располагается ядро бугра, сложенное мерзлым торфом и почвой или сильно льдистыми пылеватыми суглинками с включением ледяных линз мощностью 5-7 м. Мерзлые ядра сохраняются летом, вытаявая только на стадии разрушения.

По А.А. Григорьеву [12], торфяные бугры возникают при наличии неровностей на дне болот и при происходящем снижении базиса эрозии. На дне болот обнажается бугор, зарастает осокой, потом сфагнумом. За счет остатков растений участок дна приподнимается и начинает выделяться над окружающим пространством. Снег с него сдувается, бугор промерзает зимой. Образующаяся мерзлота увеличивает вспучивание бугра. Бугры возникли на первоначально ровных болотных топях и являются результатом вспучивания субстрата под влиянием замерзающей в пустотах воды.

По наличию торфяных бугров, разнице их размеров, преобладающей растительности, мощности торфа болота подразделяют на мозаично-очаговые

торфяники, полигональные болота, мелкобугристые, плоскобугристые и крупнобугристые болота [26].

На мозаично-очаговых торфяниках торфяные отложения залегают на всей площади, но неравномерно. В очагах наиболее интенсивного развития торфяной залежи возникают определенные элементы рельефа со своими условиями и водным режимом.

На полигональных болотах процессы пучения представлены тундровыми бугорками высотой 15-30 см, диаметром 30-60 см. С поверхности сложены торфянистой дерниной, под которой лежит органоминеральная масса грунта с признаками пучения и вымораживания. Бугорки образуются на заболоченных почвах с густым травяным покровом.

Зона плоскобугристых болот в Сибири захватывает лесотундру (60° – 68° с.ш.). Заболоченность - 20-50 %. Высота бугров от 0,5 до 1,5 м, покрыты мхами из рода *Dicranum*, лишайниками и мелкими кустарничками (багульником, морошкой). Фон образуют мокрые низинные топи с ковром сфагновых мхов, поросшие осоками, а иногда пушицей рыжеватой. Мощность торфа может достигать 1,5 м и более.

Зона крупнобугристых болот к востоку от р. Енисея захватывает север лесной зоны (60-62° с.ш.). Заболоченность до 35 %. Распространение связано с зоной островной многолетней мерзлоты, при сплошной мерзлоте они не развиваются. В буграх имеется мерзлое ядро. Бугры крутобоки, куполообразны, по форме напоминают небольшие курганы. Поверхность их плотная, торф в буграх часто верховой. Они покрыты ковром из лишайников и мхов. Характерны постоянные пятна выветривания с голым торфом. Из высших растений встречаются кустарники и мелкие кустарнички: багульник, шикша, карликовая березка, морошка [26]. Окружающий фон – низинные, реже переходные топи с глубиной торфа до 2-2,5 м, занятые сфагново-

осоковыми или гипново-осоковыми ассоциациями. Торфонакопление в настоящее время идет только в понижениях, бугры в высоту не нарастают.

Мелкобугристые торфяники преобладают на Крайнем Севере. 20 % площади таких болот занимают бугры с ледяным ядром, поросшие сфагновыми мхами с пушицей одноголовой, карликовыми берёзками, морошкой.



Рис. 6. Линза льда в мелкобугристом торфянике на глубине 52 см [23].

При частой смене промерзания и протаивания образуются специфичные формы рельефа, встречающиеся в условиях островной многолетней мерзлоты: бугры - могильники, бугры – вулканчики.

Бугры–могильники – по форме напоминают могильные холмы, высота до 50-100 см. Образуются на более сухих участках, чем торфяные бугры, в результате расширения грунта под влиянием газов и движения плавунных масс по неровной поверхности вечной мерзлоты. Они формируются как

результат многократно повторяющихся промерзаний СТС [29]. Сложены минеральным грунтом с прослоями и жилами льда (до 20-25 % объёма).

Бугор-вулканчик – формируется послойным намораживанием торфяной жижи, излившейся из замкнутых, промерзающих систем [45], сложен торфом.

Минеральные бугры (гидролакколиты, булгунняхы, пинго) - это бугры пучения с ледяным ядром, образуются в результате увеличения объёма подземной воды при замерзании в областях развития ММП. Достигает 25-40 м и 2000 м ширины [36].

Солифлюкция

Солифлюкция – это процесс стекания грунта, напитанного водой, вниз по склону под влиянием силы тяжести [27]. Первоочередная роль отводится переувлажнению в сочетании с гидростатическим давлением. Важное значение имеет пористость грунтов.

С солифлюкцией связано образование криогенной морфоскульптуры: солифлюкционных террас, валов, шлейфов, полос и ступеней. Для протекания солифлюкции благоприятны следующие условия: отсутствие лесной растительности и сомкнутого дернового покрова, образование трещин (морозобойных и усыхания), большое увлажнение грунтов на вечно и сезонномерзлом основании, интенсивная миграция воды при промерзании и протаивании, наибольшая подвижность грунтов в процессе протаивания [5].

Солифлюкционные процессы – одни из самых распространенных склоновых процессов севера и северо-запада Средней Сибири, особенно в лесотундровой зоне, в северной тайге и в горных тундрах. К югу от 64-68° с.ш. распространенность этих процессов сокращается в связи с выполаживанием рельефа и с увеличением глубины СТС, сокращением площади многолетней мерзлоты [18]. Солифлюкционные процессы

наблюдаются на пологих склонах, на обширных участках террас и пологоволнистых водоразделах. На равнинных пространствах солифлюкция имеет место в пределах склонов речных долин. Распространение солифлюкции в горах Путорана несколько ограничено обилием крутых склонов с выходами на поверхность коренных пород. При положительных температурах лед быстро теряет свойства твердого тела. Образующиеся потоки воды стекают внутри грунтовой толщи в более низкие места, происходит обрушение верхних земляных масс, образуются складки, сопровождающиеся вздутиями и буграми до 2 м высоты.

На склонах крутизной до $10-15^\circ$ течение грунта неравномерно, с разрывами дернины, с образованием фестонов и натечных террас. В основании склонов часто отмечается гофрировка [41]. В верхней части солифлюкционных склонов с крутизной до $15-25^\circ$ и мощностью рыхлых отложений не более 1 м, развиты лишь отдельные языки и натеки. В нижних частях склонов с уменьшением их крутизны до $5-10^\circ$ и значительным возрастанием мощности рыхлых отложений наблюдаются крупные солифлюкционные террасы. Их ширина колеблется от 20-30 м до 70-100 м при протяженности до 150-200 м. Средняя высота уступа равна 1,2 – 1,5 м.

Разные грунты подвергаются солифлюкции по-разному. Лессы обычно развиваются в условиях пониженного увлажнения, что не способствует их солифлюкционному перемещению. Пылеватый материал, лессовидные покровные суглинки и нивальный мелкозем при увлажнении на склонах подвержены солифлюкции. Солифлюкция наиболее интенсивно протекает в грубообломочных отложениях с мелкоземистым заполнителем. Они более водопроницаемы и содержат в себе максимальное количество гравитационной влаги, единственно способной обеспечить медленное течение грунта на склонах [42]. Если покровный суглинок и нивальный мелкозем обладают влажностью ниже предела текучести, характер

солифлюкционного смещения существенно меняется. Появляется возможность для вязкопластического движения.

Скорость протекания процессов солифлюкции зависит от факторов: крутизны и экспозиции склона, вида грунта, уровня увлажненности. Для того, чтобы солифлюкционный материал переместился по склону на 10-20 м, необходимо около 12 тыс. лет [40]. Сегодняшние измерения скорости течения грунтов свидетельствуют, что смещения на склоне крутизной 10-14° могут составить 9-37 м всего за 1000 лет в зависимости от меняющейся увлажненности. В последнее время с усилением антропогенного вмешательства были зафиксированы случаи аномально быстрого протекания солифлюкции, всего за несколько десятков лет.

По В.А. Суходровскому [29] в Субарктике на склонах процессы солифлюкции протекают со скоростью от 10 до 40 мм в год. По Троицкому [37] скорость солифлюкционного движения слоя мощностью 0,5 м колеблется от 1 до 8 см в год на поверхности плато и 1-4 см в год на поверхности нагорной террасы. При уничтожении растительного покрова на склонах СТС увеличивается в весе, переувлажняется, и солифлюкция перерастает в криогенное оползание – сплывание [38]. По условиям формирования солифлюкционные образования можно разделить на две морфологические разновидности: структурную и аморфную [29].

Структурная разновидность развита на незадернованных склонах северной экспозиции, где отмечается значительная мощность рыхлообломочных отложений. Чаще все эти формы встречаются в пределах эрозионно-аккумулятивного типа рельефа на делювиально-коллювиальных склонах, реже на открытых склонах морен. Структурно-солифлюкционные формы обычно представляют наплывы в виде языков, смыкающихся между собой и часто наложенных друг на друга. Их размеры достигают 1-3 м в ширину и 5-7 м в длину.

Аморфная солифлюкция развита преимущественно в пределах эрозионно-аккумулятивного типа рельефа. Формируется на задернованных склонах крутизной не более 20°. Ориентация склонов может быть любой. В результате действия этих процессов образуются линейно-вытянутые вниз по склону натечные формы в виде языков и потоков. Менее четко выражены формы покровной солифлюкции, охватывающей значительные площади склонов со слабым нарушением их поверхности небольшими (до 0,5 м) террасами, валами и грядами. У подножия таких солифлюкционных склонов нередко формируются шлейфы. Солифлюкция может протекать в двух формах. Медленная солифлюкция – процесс, приводящий к формированию солифлюкционных террас шириной не более первых метров. Можно предположить, что скорость этого процесса миллиметры в год.



Рис. 7. Солифлюкционный спływ в районе р. Иркинда [23]

Быстрая солифлюкция – это спльвы и селевые потоки, приводящие к формированию серии солифлюкционных террас шириной десятки и сотни метров – больших солифлюкционных цирков и нивально-солифлюкционных уступов. Скорость этого процесса – десятки метров в сутки. Быстрая солифлюкция присуща склонам разной крутизны от 5-7 до 1-3°, а при техногенном воздействии – и при крутизне <math><1^\circ</math>. Крупные солифлюкционные террасы – это криогенные образования, которые развиваются на склонах практически всех экспозиций.

Солифлюкционные террасы образуются при условии наличия в составе рыхлых пород мелкозема, который испытывает неравномерное течение. На склонах, сложенных породами, которые при выветривании превращаются в щебнистые супеси или суглинки, можно наблюдать солифлюкционные террасы.

Развитию солифлюкционных террас может благоприятствовать наличие крупных снежников. Тающий снежник служит источником дополнительного притока влаги на склон, и локально возникают условия для развития

денудационных процессов, взаимодействие которых с солифлюкцией и обуславливает формирование здесь крупных солифлюкционных террас.

Гирлянда солифлюкционных террас – слившиеся боковыми уступами солифлюкционные языки или объединенные солифлюкционные террасы, иногда располагающиеся одна над другой в несколько ярусов. Протяженность гирлянд по простиранию склона от 50-100 до 1000-1500 м.

Гряда солифлюкционная – гряда, ориентированная перпендикулярно падению склона. Длина от 5-7 м до 80-120 м, ширина 1-5 м, высота 1,5-6 м. Образуются комплексом процессов: солифлюкция, пучение, суффозия [6].

Сортировка материала

Сортировка материала – это сложный комплексный процесс, сочетающий явление морозобойного трещинообразования, пучения, миграции обломков к фронту промерзания, механической сортировки и осадки при протаивании. Включает в себя: 1) вымораживание и выталкивание камней; 2) действие стебелькового льда; 3) смещение грунта [40]. С этим процессом связано выпучивание столбов и других искусственных сооружений из грунта. Сортировка развивается повсеместно в области распространения ММП и в горных районах. Основные формы рельефа при сортировке материала: сортированные каменные круги, сортированные каменные полигоны, каменные полосы, сети, ступени, каменные многоугольники, венки, розетки и «боронованные» формы.

Криогенное движение обломков пород развивается во вмещающих отложениях (внутригрунтовое), и на дневной поверхности (поверхностное). Поверхностное криогенное движение приводит к горизонтальной фракционной сортировке обломочного материала и моделированию микрорельефа.

Интенсивность внутригрунтового и поверхностного движения материала увеличивается с ростом скорости промерзания, повышением количества циклов промерзания - протаивания, большей водонасыщенностью грунта, увеличением размера обломков пород, ростом силы промерзания с вмещающим грунтом, уменьшением сцепления и трения талого грунта с поверхностью камней.



Рис. 8. Сортированные каменные круги на водоразделе реки Большой Авам, юг п-ва Таймыр [23]

С увеличением суммарной площади каждого обломка возрастают силы пучения и интенсивность их вымораживания. Сортировка материала по крупности происходит в результате осадки грунта вдоль боковых граней обломков, лежащих на мерзлом основании. Чем крупнее обломок, тем больше величина осадки грунта и больше величина его движения вверх. На дневной поверхности накапливается обломочный материал, отчетливо сортированный по крупности. На поверхности располагаются наиболее крупные обломки, с глубиной их размер уменьшается, и у основания каменистого горизонта находятся мелкие дресвяные и песчаные фракции.

Субгоризонтальное перемещение обломков возникает при замерзании воды, находящейся в полостях между обломками. Замерзающая в полостях

вода приподнимает обломочный материал в направлении к дневной поверхности, обломки при таянии льда опускаются по вертикали. В полном цикле замерзания воды - таяния льда обломки совершают сложное движение, похожее на скачок или прыжок.

Сортированные каменные кольца – это структурные грунты с преимущественно округлой формой ячейки и признаками сортировки, обычно с каменным бордюром, окружающим мелкозем, относительно редко встречающиеся и изолированные [40]. Разновидность каменных колец– каменные ячейки отличаются тем, что скопление камней не по краю, а в центре.

Сортированные каменные полигоны – это структурные грунты, преимущественно с полигональной формой ячейки и признаками сортировки, обычно с каменным бордюром, окаймляющим более тонкий материал. Минимальный диаметр ячейки сортированных полигонов около 10 см, максимальный до 10 м [40]. Иногда мелкие сортированные формы занимают центральные обнаженные участки более крупных сортированных полигонов. В центре сортированных полигонов концентрируются более мелкие частицы, иногда с каменным материалом. Размер обломков, слагающих бордюры, тем больше, чем больше полигон. Размер камней в бордюрах уменьшается с глубиной.

Сортированные сети - это структурные грунты, у которых в конфигурации ячейки не преобладает ни округлый, ни полигональный контур [40]. Характеризуются шишковидной формой и растительным покровом. Форма может быть горбовидной, уплощенной, гребневидной. Некоторые виды содержат ядро из минерального грунта, а торфяные кочки его не имеют. Хорошо развитые кочки обычно имеют высоту до 50 см при диаметре 1-2 м. По радиоуглеродным определениям их активное образование происходило около 4500 лет назад. Кочки частично сложены органическим материалом, не формируются в областях без растительности и приурочены к областям

тундры и леса. Очень часто в литературе их смешивают с понятием «бугристые грунты», что соответствует несортированным полигонам.

Сортированные ступени – это структурные грунты, которые организованы в пространстве в виде ступеней с внешним бордюром из растительности или камней, обрамляющим относительно обнаженный грунт внутренней части [40]. Встречаются только на склонах, снизу ограничиваются поверхностью следующей ступени. Ступени подобны микротеррасным формам. Растительность может быть погребена под фронтальным уступом выше лежащей ступени.

Сортированные каменные полосы – это структурные грунты с полосчатым рисунком и с признаками сортировки, которая выражается в чередовании параллельных рядов камней и разделяющих полос более тонкого материала, ориентированных по падению склона.

Существуют крупные и мелкие формы. Они редко встречаются при уклонах менее $2-3^{\circ}$, хотя иногда наблюдались на склонах крутизной всего 10° . Максимальная крутизна склонов, на которых встречаются сортированные полосы, редко превышают 30° . Полосы обычно параллельны и иногда извилисты. Ширина каменных полос колеблется от нескольких сантиметров до 1,5 м, а ширина разграничивающих их полос из более тонкого материала обычно в несколько раз больше. Величина обломков в грубозернистых полосах соответствует фракциям от гальки до валунов в зависимости от размера полос. Средняя скорость движения крупнообломочных полос от 0,2 до 15 см / год и мелкоземистых до 35 см / год [24]. Уплотненные обломки лежат на ребре, особенно в полосах крупного материала. Сортировка прослеживается на глубину от нескольких сантиметров до метра и более.

На склонах фракционная сортировка с формированием каменных потоков, полос приводит к снижению абсолютной высоты рельефа, то есть к криогенной денудации. Первоначально этот процесс был назван крипом, в

переводе с английского - медленная ползучесть. Термин «крип» широко используется в механике грунтов.

Криогенное выветривание

Криогенное (морозное) выветривание – это разрушение скальных пород, вследствие расширения воды в трещинах при замерзании [40]. Параллельно криогенному выветриванию протекают физическое выветривание, вымораживание камней, термогенная, гидрогенная и криогенная десерпция, подповерхностный смыв, соскальзывание глыб.

Продуктами морозного выветривания являются угловатые обломки самого разного размера. Скопления крупных остроугольных скальных обломков характерны для гор и полярных областей с низкими температурами, где в течение года наблюдается до 300-350 циклов замерзания–оттаивания поверхностного слоя. Результатом протекающего в криолитозоне раздробления пород является господство каменных россыпей и курумов. Разрушение пород сопровождается камнепадами, которые особенно часты весной.

Для разрушения пород важны интенсивность промерзания, количество и длительность циклов промерзания-оттаивания, большие амплитуды температуры на поверхности грунта, увеличение с севера на юг глубины СТС, прочность слагающих пород и их трещиноватость, неотектонические движения и большая влажность. Морозное воздействие особенно усиливается вблизи тающих снежников и на берегах, где породы часто смачиваются. Формы рельефа, образующиеся при криогенном выветривании: торы, курумы, каменные реки, каменные моря, нагорные террасы.

Тор (кигилях) – это возвышающийся над окружающими склонами скальный выступ, который образовался в процессе дифференцированного выветривания скального основания и удаления обломков массовыми склоновыми процессами [40]. Высота торов колеблется от одного до десятка

метров. На исследуемой территории их распространение приурочено к склонам и водораздельным поверхностям на плато Путорана.

Курумы – продукт криогенного выветривания, обширные скопления крупнообломочного и глыбового элювия на пологих склонах [3]. Образование курумов определяется климатическими условиями, литологическими особенностями скальных пород и рыхлых отложений, расчлененностью рельефа и тектоническими особенностями территории. На севере мощность курумов не велика и практически не превышает 1 м. Увеличение континентальности климата создает благоприятные условия для крупноглыбового криогенного дробления скальных пород. Потоки курумов в основании склонов образуют шлейфы.

В нижнем течении реки Пясины, на водоразделах северных отрогов Путорана курумы сплошным чехлом покрывают невысокие (150-200 м) сложенные скальными породами возвышенности [30]. На горных склонах Путорана курумы встречаются на высотах 700-1500 м. Мощность грубообломочного чехла курумов составляет 1-3 м. Неоднородность геологического строения района, связанная с чередованием пластов диабазов и туфов, способствует формированию ступенчатого рельефа курумов. Повышение ступеней друг над другом достигает 10-20 м, ширина 10-30 м. В курумах по направлению сверху вниз по склону выделяют 3 гипсометрических пояса, закономерно сменяющие друг друга [15]: 1) пояс грубообломочного материала, который в последующем вовлекается в движение; 2) пояс подвижных каменных склонов и потоков; 3) пояс аккумуляции курумного материала с затуханием движения или его прекращением.

Передвижение курума обусловлено колебаниями температуры, замерзанием и оттаиванием мелкозема, содержащегося в теле курума. Курумы движутся в сторону ложбинных понижений, где они образуют каменные потоки, которые, сливаясь друг с другом, образуют каменные реки.

Каменные потоки (реки) – это лишенные растительности полосы из глыб или щебня шириной до 30-50 м, а длиной до нескольких сотен метров [29]. Поперечный профиль в большинстве случаев выпуклый. Сложены грубообломочным материалом с примесью мелкозема. Источники обломочного материала - курумы плоских вершин и нагорных террас, осыпи гор. Скорость движения материала колеблется от нескольких сантиметров до нескольких метров в год. Каменные реки меандрируют около выступов коренных пород. Не редки случаи остановки каменной реки перед резким перегибом на склоне.



Рис. 8 Курумная река на водоразделе р. Большой Авам [23]

Усиление дренажа останавливает поступательное движение курума. Об активности форм говорит отсутствие на камнях лишайников. Свидетельством о подвижках в недавнем прошлом являются напорные валы у стволов деревьев. Это также доказывает, что движение курумов достаточно медленно. Регрессия начинается с потери мелкоземистого заполнителя, курум выветривается и «погружается» в склон. Со временем образуется на этом месте нагорная терраса.



Рис. 9. Нагорные террасы на склонах гор Путорана [23]

Нагорные террасы – [7] криогенные склоновые террасы, характерный элемент мезорельефа гольцового пояса гор, которые обычно увенчаны слабовыпуклыми, почти плоскими площадками усеченных вершин поперечником не более 1-2 км. Ниже вершин наблюдаются целые серии ступеней нагорных террас. Они прослеживаются вдоль гребней гор или их отрогов. Серии нагорных террас четко прослеживаются на склонах гор Путорана (рис9).

Вопрос происхождения нагорных террас - один из наиболее сложных в геоморфологии. По В.Л. Суходровскому [31, 32] нагорные террасы - результат

локального выполаживания разновысотных участков криогенными процессами вследствие отступления уступов. Скорость снижения около 0,02 мм в год. По И.И. Краснову [19] нагорные террасы образуются в результате морозного выветривания коренных пород, вследствие подрезания крутых участков и превращения их в уступы. Уступы, разрушаясь, попятно отступают. Нижние террасы «съедают» верхние. Останцы на привершинных участках - свидетели прежнего уровня снизившейся поверхности. Этим же взглядом придерживается Б.И. Втюрина [7]. Главную роль в выносе продуктов выветривания она отводит снежникам, перемещающим грунт по обледенелой поверхности.

Мощность обломочного материала на площадках террас от 0,5 до 2 м, мощность рыхлых отложений на поверхностях и уступах террас не превышает 2,5 м, иногда до 6 м. Нагорные террасы приурочены к склонам, сложенным магматическими, интрузивными и реже твердыми осадочными породами. Чем устойчивее к выветриванию породы, тем лучше бывают выражены террасы, тем ниже они спускаются по склонам [3].

Терраса курумная – террасоподобное образование у окончания курума. Формируется за счет накопления поступающего сверху каменного материала.



Рис. 10 Курумное море на водоразделе р. Большой Авам, юг п-ва Таймыр [23]

Курумные (каменные) моря – крупные по масштабам скопления продуктов криогенного выветривания, чаще всего встречаются на крупных водоразделах (рис.10).

Бороздящие валуны – очень крупные, изолированно лежащие на склоне камни, попадающие на поверхность склона при вымораживании. За ними вверх по склону прослеживается линейная депрессия, а ниже наблюдается небольшой вал, которые образуются по мере движения камня вниз по склону. Бороздящие валуны описаны в работах С.С. Воскресенского [8], Т.Н. Каплиной [20]. Размеры не превышают 2-4 м², хотя наиболее крупные могут достигать значительно больших размеров. Форма валунов уплощенная, величина заглубления в подстилающие дисперсные породы не превышает 0,2 – 0,4 м. Минимальные уклоны для движения 5°, скорость движения достигает 7-8 см / год. Предел распространения соответствует положению средней годовой изотермы 0° С [40].

Термокарст

Термокарст – явление неравномерного проседания и провала почвы и подстилающих ее горных пород в результате вытаявания из них подземного льда. Этим понятием объединены все процессы разрушения подземного льда под действием солнечного тепла и тепла поверхностных вод. Термин введен в научную литературу М.М. Ермолаевым.

Основная причина появления и развития термокарста: изменение термического режима поверхности, увеличение мощности деятельного слоя. Главное условие: большая льдонасыщенность пород. Формы рельефа при термокарсте: озерные котловины (аласы), провалы, западины, блюдца, ниши, ложбины, термокары (термоцирки), байджарахи. Размеры термокарстовых форм могут достигать нескольких квадратных километров, но встречаются и совсем небольшие формы.

Минимальная глубина, необходимая для развития прогрессирующего термокарста, должна составлять 1,5 – 1,7 м [43]. Большинство озер имеют округлые очертания. Прямоугольные озера приурочены обычно к речным отложениям, находятся в днищах долин рек, размеры менее 50 м, глубина менее 3 м.

В Северной геокриологической зоне термокарст распространен повсеместно, его распространение подчиняется особенностям распространения льдистых рыхлых отложений, залегание которых в условиях расчлененного рельефа крайне неравномерно. В исследуемом районе развиты два основных типа термокарстовых озер.

Первый тип характерен для областей развития обширных болот, получивших название Сухаринская (Игарская, Остяцкая) тундра, с массивами замороженных крупнобугристых торфяников. Здесь широко развиты современные и позднеголоценовые ММП, характеризующиеся льдом-цементом с большим количеством макровключений подземных льдов.



При локальном разрушении мерзлых торфяных бугров пучения образуются не глубокие термокарстовые озера глубиной от 1 до 3 м, реже 4-5 м. Берега их со стороны разрушающихся массивов торфяников обычно крутые, обрывистые, сильно изрезаны. Размеры озер до нескольких десятков и сотен метров в ширину.

Второй тип термокарстовых озер характерен для областей развития выраженного рельефа конечноморенных гряд - термокарстовых озерно-ледниковых ландшафтов. Эти ландшафты развиты западнее трассы ЛЭП Светлогорск – Игарка – Норильск, от р. Большой Кожарки до р. Сухарихи и севернее г. Игарки на участке от р. Гравийки до р. Холпакова. Граница ледниковых ландшафтов хорошо выражена на крупномасштабных картах по отчетливому распространению и развитию котловин термокарстовых озер [21].

Классическими примерами озерно-ледниковых, моренных ландшафтов являются районы обнажения Ледяная Гора, район оз. Тайменьего и Чирового. Протяженность ледникового рельефа с огромным количеством всевозможных форм и размеров термокарстовых озер – 34 км, ширина 12,5 км. Котловины термокарстовых озер образовались не только в результате вытаявания сегрегационных, инъекционных льдов, но и больших массивов залежеобразующих пластовых подземных льдов остаточного и погребенного

ледникового происхождения [21]. Разница высот между котловинами озер и вершиной моренной гряды достигает 40,5 м. Глубина озер до 20 м. Озера имеют сложные очертания берегов, всевозможные размеры.

Термокарстовые формы рельефа встречаются в нижнем течении р. Дудинки, на участках, прилегающих к озеру Пясино, в долине р. Норильской и её притоков. Южнее Норильска значительная часть подземных льдов подверглась интенсивному вытаяванию с образованием озер.



Рис. 12. Термокарстовый ландшафт в долине реки Норильской [23]

На плато Путорана термокарстовые образования развиты только в долинах рек; на плосковершинных плоскогорьях и пологих склонах термокарстовые формы обычно мелкие [23]. В настоящее время проявление термокарста можно наблюдать по погруженным в воду стволам и пням деревьев, саблеобразному изгибанию стволов деревьев, пьяному лесу, свежим трещинам на бортах впадин, затоплению кустарников и дернины.

Причины развития термокарста. Природа Севера чрезвычайно ранима. Даже при небольшом повышении температуры, а это неизбежно бывает при

хозяйственном освоении территории – ММП протаивают. В естественных условиях в системе включаются природные механизмы саморегуляции. В периоды потепления происходит изменение почвы, растительности, гидрологического режима. Воздействие этих изменений на подземный лед часто имеет противоположный эффект влиянию повышения температуры.

Но за последнее столетие активного заселения и хозяйственного освоения северных территорий на природу стал воздействовать еще один фактор – антропогенный, который активизирует большинство криогенных процессов, в том числе и термокарст. Его активное развитие связано с нарушением теплового состояния верхних горизонтов толщи ММП в результате удаления напочвенного покрова, изменения дренажных условий и действием иных причин, приводящих к увеличению глубины СТС грунтов. Полное уничтожение напочвенного покрова, экскавация грунта – соответствуют катастрофическим изменениям в природной среде, глубина СТС может возрастать в 2-3 раза, что приводит к развитию термокарста.

Теплофизическая сторона процесса определяется повышением температуры, таянием льда в горной породе. Геоморфологическая определяется возникновением просадки поверхности вследствие выжимания воды от таяния льда при уплотнении породы [44]. Высокая степень льдистости пород - главное условие термокарста. Подземный лед должен залегать в относительной близости к земной поверхности. Интенсивность и длительность процесса зависят от формы и количества льда и ряда физико-географических особенностей территории.

П.А. Соловьев [33] пришел к выводу, что наблюдаемые им термокарстовые образования вызваны некоторыми локальными факторами. С.В. Томирдиаро [39] показал, что развитие термокарста в широких масштабах не связано с климатическими изменениями. Г.Ф. Гравис [13] считает, что основной фактор, определяющий развитие или затухание термокарста, - степень обводнения территории, связанная с колебаниями

климата и уровня моря. Обводнение отдельных участков является чаще причиной термокарста, чем следствием. Этой же точки зрения придерживается Е.М. Катасонов [22], считающий, что единственной непосредственной причиной любых термокарстовых понижений является образование на денудационной поверхности застойных водоемов. Поэтому основной фактор усиления термокарста - изменение количества осадков и ухудшение дренажных условий территории.

К другим причинам появления и развития термокарста можно отнести: усиление континентальности климата, увеличение теплооборотов, повышение температуры грунтов СТС, изменение количества осадков, облесение территории, увеличение мощности снежного покрова, трещины различного происхождения: морозобойные, динамические и прочие, вытаптывание растительного покрова животными, лесные и прочие пожары, вырубка леса, возведение сооружений, распашка земель, проведение дорог, разработка полезных ископаемых.

Пятнообразование

Пятнообразование – процесс образование различного типа пятнистой тундры. Ведущая роль в образовании пятен принадлежит процессам пучения переувлажненного грунта и последующей денудации выпученных бугорков, а в подзоне арктической тундры – морозобойному растрескиванию. По Б.И. Втюрину [9] ведущий процесс при пятнообразовании не выявлен. Образование этого микрорельефа не связано с процессами морозобойного растрескивания. По С.С. Воскресенскому [8] в образовании пятен на различных стадиях участвует ряд процессов: трещинообразование, пучение, гидродинамическое напряжение, ветровая коррозия поверхности, солифлюкция.

Наконец, другая группа ученых считает, что для объяснения генезиса пятнистых тундр не может быть единой универсальной теории, и тундры

этого типа возникают различными путями, вследствие чего растительность, минеральный субстрат и местоположение их разнообразны. Характерной особенностью пятнистой тундры является множество рассеянных по ее поверхности голых глинистых пятен округлой или неправильной формы разделенных участками или полосами обычной растительности. Поверхность глинистых пятен может быть совершенно плоской либо иметь слабо выпуклую поверхность, поднимаясь в середине на 5-20 см над соседними задернованными участками.

Размер пятен от 0,5 м до 30-50 м в диаметре, центр на 5-15 см выше, чем край. Наиболее частые вариации размеров от 20-30 см до 1-2 м [28]. Пятна обычно разграничены в разрезе друг от друга трещинкой или клинышком, заполненных гумусированным грунтом. В плане образуют блоки, ограниченные трещинками.

Пятна-медальоны формируются главным образом на суглинистом субстрате, значительно реже они встречаются на супесях, торфе, песках [34]. Пятнистая тундра развивается на примитивных почвах вследствие неглубокого летнего оттаивания почвы (всего примерно на 30-50 см от поверхности). Их образованию также способствуют низкие температуры почвы, слабое задернение тундры, иссушающее действие морозов, растрескивание, размывание и развевание почв в открытых местах.

Широкое развитие пятен-медальонов, образующих ландшафт «пятнистой тундры», отмечается в районе Усть-Порта [30]. Распространены эти образования в пределах водоразделов и в верхней части склонов долин. В восточной части Хантайско - Дудинской равнины пятнистые образования исследовал С.П. Суслов [35].



Он писал, что на слабо холмистой поверхности водоразделов большие площади покрыты пятнистой тундрой, которая развита на хорошо дренированных вершинах холмов и гряд, на склонах преимущественно западной и южной экспозиции. В одних местах пятна разбросаны среди тундровой растительности, в других они покрывают всю поверхность и отделяются одно от другого лишь узкими полосками дерновины.

В районе Боганидского озера С.П. Суслов описал «песчаные медальоны». Они располагаются на вершинах холмов и сложены желтым песком с гравием, галькой, валунами. В восточной части дудинской лесотундры в пределах предгорной части региона на склонах холмов встречаются вытянутые по склону без зеленых бордюров дерновины пятна. Подобные формы микрорельефа, а также переувлажненность грунтов указывают на возможность развития здесь солифлюкционных процессов. Д.А. Драницын [16] отмечал, что на склонах пятна часто принимают вытянутую форму, и объяснял это также участием солифлюкционных процессов.

В предгорных районах Норильского плато, на участках выхода на поверхность щебнистого элювия, Д.А. Драницын [16] наблюдал развитие «венковой тундры». Поверхность такой тундры сплошь состоит из плоских более или менее округлых повышенных пятен-медальонов, разделенных лишь сетью узких рамок-венков из растительности. В бассейне реки Хантайки и южнее встречаются лишь отдельные пятна, очень редко – их группы на торфянистом субстрате.



Рис. 14. Сортированные полосчатые формы на склоне, север плато

Путорана [23]

Деформированные пятна - это результат трансформации пятенных систем на склонах. Распространение тех или иных деформированных пятен контролируется степенью развития азональных денудационных процессов и степенью поверхностного увлажнения.

Полосчатые формы – это криогенные склоновые образования; итог трансформации пятенных систем на склонах. Формируются в условиях азональности.

Распространение полосчатых форм также контролируется степенью развития денудационных процессов, степенью поверхностного увлажнения склонов. После образования полосчатых форм в перемещении материала в пределах полос активное участие может принимать также и солифлюкция.

Глава 3. Типы криогенных почв Красноярского края

Криогенные почвы — это обширная группа различных типов почв, формирующихся в условиях криогенеза, общим диагностическим признаком которых служит наличие на той или иной глубине от поверхности в подстилающих их грунтах многолетнемерзлых пород (ММП) — вечной мерзлоты. При этом ММП смыкаются в почвенном профиле с сезонно талым слоем (СТС). Все криогенные почвы являются сезонно промерзающими с поверхности вплоть до многолетнемерзлого слоя и оттаивают в летний

период до той или иной глубины, которой и определяется мощность слоя современного почвообразования (в слое многолетней мерзлоты почвообразование не идет) [10].

В субарктических широтах Красноярского края выделяются несколько типов почв (рис.15):

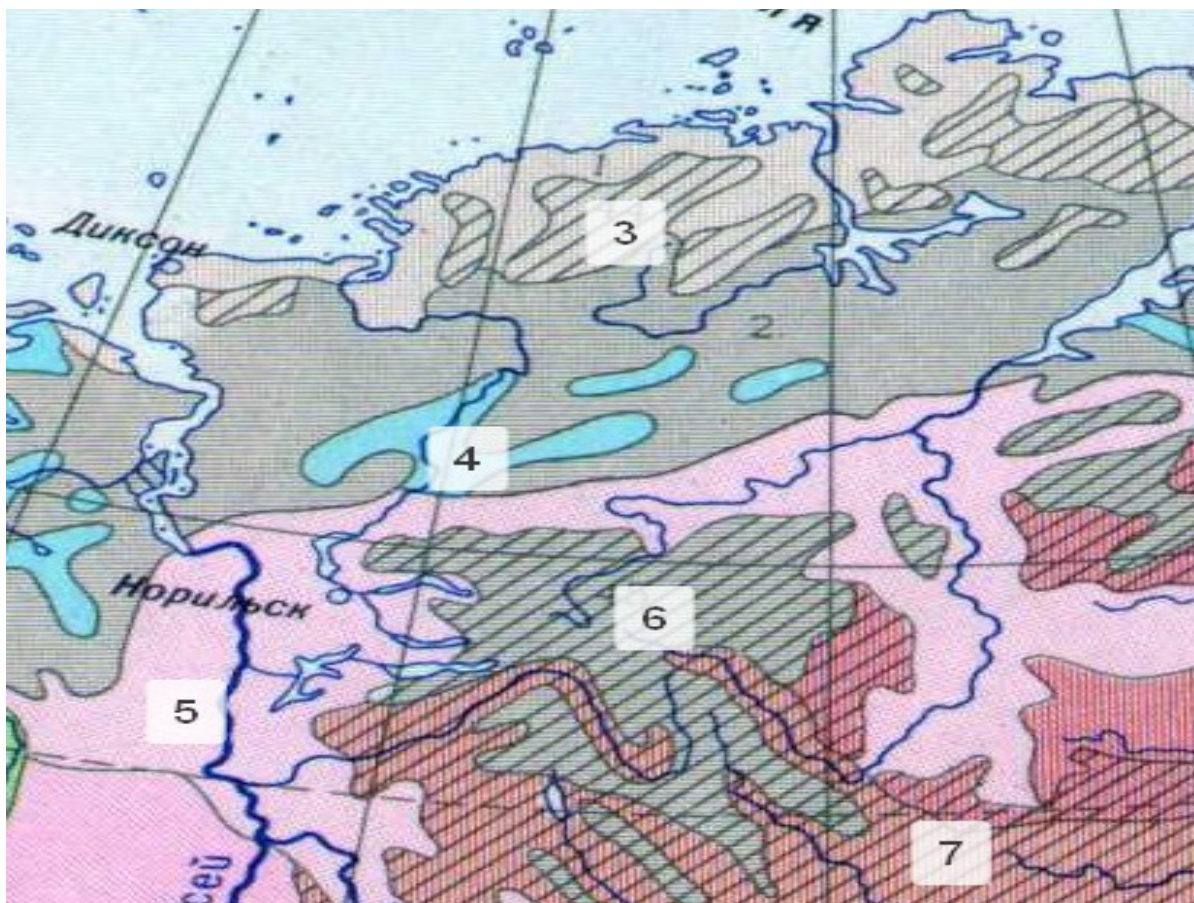


Рис. 15. Почвенная карта субарктических и арктических широт Красноярского края (1:25км): 2 - комплексы тундрово-глеевых, торфянистых, перегнойных и оподзоленных, 3 - горные арктические, 4-болотные, 5 - глее-мерзлотно-таежные, 6 - горные тундровые, 7 - горные мерзлотно-таежные[10]

3.1. Тундрово-глеевые (торфяные и торфянистые) почвы

Это почвы, формирующиеся на многолетнемерзлых, преимущественно суглинистых отложениях в условиях очень короткого и холодного вегетационного периода под лишайниково-моховой растительностью,

характеризующиеся оглееным профилем типа 0(T)-(A)-(Bg)-G или O1(O2) -
L₁G.

Важную роль в генезисе тундрово-глеевых почв играют такие криогенные процессы, как пятнообразование, пучение, трещинообразование.

Крупнейшие русские и советские почвоведы, ботаники, географы неоднократно уделяли внимание изучению почв северных окраин нашей родины. В.В.Докучаев в числе главных почвенных зон выделил особую «бореально-тундровую» зону, считая, что должен существовать особый «полярный» тип почвообразования. Н. М. Сибирцев также выделил тундровые почвы в один из классов зональных почв.

В тундре выделяются три подзоны: подзона южных кустарниковых (мохово-кустарниковых) тундр, подзона типичных моховых (пушицево-моховых) тундр и подзона арктических тундр. В отличие от южных и типичных тундр для арктических тундр характерна несомкнутость растительного покрова; доминирующий тип распределения растительности, как и в арктической зоне, полигонально-сетчатый.

Значительный запас мертвых растительных остатков в тундрах обусловлен замедленной минерализацией опада, бедностью бактериальной флоры, неблагоприятными почвенными температурами. В мертвом органическом веществе аккумулируется значительное количество энергии тундровых биогеоценозов. Биологический круговорот в тундрах можно характеризовать как заторможенный, застойный, с малой емкостью за счет низкой продуктивности и невысокой зольности тундровых растений.

Морфологические исследования тундровых глеевых почв показывают, что для органогенных горизонтов характерна сильная опесчаненность и почти незаметное в шлифах содержание илистой фракции; связующим цементом между минеральными зёрнами служит органическое вещество,

состоящее из растительных остатков разной степени гумификации. Поверхность минеральных зерен от илистых частиц и пленок отмыта. В связи с тем, что иллювиирование ила в подстилающие горизонты не наблюдается, можно предположить, что вынос илистых частиц осуществляется боковым стоком по рыхлым органогенным горизонтам.

Криогенные процессы в тундровых глеевых почвах влияют на микроструктуру глинистого вещества минеральных горизонтов, для которого характерно ярко выраженное чешуйчатое строение. Образование ориентированных глин чешуйчатой формы вероятнее всего связано с длительным замерзанием почвенной толщи, при котором вся она пронизывается кристаллами льда и глинистые частицы ориентируются вдоль этих кристаллов. При медленном оттаивании они сохраняют свою ориентацию.

Для типа тундровых глеевых почв характерна слабая дифференцированность профиля по распределению ила и минеральных компонентов. Факторов, которые ограничивают дифференциацию профиля, несколько. Важнейшими из них являются: мерзлотный массо- и влагообмен в профиле (перемешивание и постоянное обновление), наличие труднопроницаемых глеевых тиксотропных горизонтов, затрудненность бокового оттока элементов из-за неравномерного оттаивания мерзлоты на различных элементах нано- и микрорельефа.

Однако в тундровых глеевых почвах идет ряд процессов, которые хотя и в слабой степени, но способствуют их дифференциации. Это процессы оглеения, нисходящая миграция, криогенное подтягивание веществ из минеральных горизонтов в органогенные и наоборот и, наконец, боковой сток, интенсивно идущий по органогенным горизонтам в период максимального оттаивания профиля.

Различия по валовому составу генетических горизонтов тундровых глеевых почв, как правило, невелики. В арктических тундрах профиль почти не дифференцирован по содержанию ила и полуторных оксидов. В подзонах типичной и южной тундр при благоприятных условиях наблюдается слабая дифференциация профиля.

Большинство исследователей тундровых глеевых почв отмечают преобладание крупнопылеватых и мелкопесчаных фракций в их гранулометрическом составе. Это является следствием того, что при криолитогенезе (преобразование различных горных пород под влиянием мерзлотных процессов) тонкозернистые продукты образуются главным образом за счет физического выветривания, химическое выветривание имеет подчиненное значение. Может иметь место и агрегация глинистых частиц, приводящая к образованию частиц размерности пыли.

В связи с слабовыраженными процессами неосинтеза глини в криогенных почвах минералогический состав тундровых глеевых почв в значительной мере унаследуется от почвообразующих пород. Как правило, среди тонкодисперсных минералов илистой фракции преобладают гидрослюды (при почвообразовании на моренных и покровных суглинках и некоторых других почвообразующих породах). Но на полуострове Таймыр и северо-западе Аляски, например, где почвообразование идет на морских темноцветных суглинках, в илистой фракции тундровых глеевых почв преобладают смешано-слоистые минералы и монтмориллонит.

Реакция тундровых глеевых почв в различных подзонах колеблется от кислой до слабокислой, почти нейтральной. Наиболее кислыми являются тундровые глеевые почвы южных тундр и лесотундры. Весьма существенно на реакции почв сказывается характер почвообразующих пород. Так, почвы на морских суглинистых отложениях (полуостров Таймыр, например) имеют слабокислую, почти нейтральную реакцию. В непосредственной близости от

морских побережий на реакцию почв влияет принос солей с моря. Например, рН органогенного горизонта арктических тундр Югорского полуострова выше, чем в минеральных, за счет приносимых солей. Обычно же в тундровых почвах органогенные горизонты значительно кислее минеральных.

Емкость поглощения тундровых глеевых почв небольшая, но степень насыщенности основаниями высокая, за исключением органогенных горизонтов.

Для тундровых глеевых почв характерна высокая плотность, низкая порозность (особенно в глеевых горизонтах), слабая аэрация. Низкая фильтрационная способность глеевых горизонтов обуславливает интенсивный боковой сток по органогенным горизонтам.

Основными чертами тундрового глеевого почвообразования, определяемыми всем комплексом биоклиматических условий, являются следующие: небольшая скорость разрушения и изменения почвообразующих пород; замедленное удаление продуктов выветривания и почвообразования из почвенной толщи; слабая дифференциация профиля по распределению ила и минеральных компонентов; оглеенность профиля; относительная замедленность разложения и синтеза органических веществ и, как следствие этого, образование грубогумусных горизонтов с значительным количеством легкорастворимых гумусовых соединений фульватной природы; существенная роль криогенных процессов в формировании морфологии и химических свойств почв [47].

3.2. Болотные почвы

Образуются вследствие заболачивания суши. Болотный процесс почвообразования характеризуется торфообразованием и оглеением минеральной части почвенного профиля. Наиболее распространены в

тундровой и таежно-лесной зонах. Профиль болотных почв A₀v - A_t - G - C (q), O - \perp O, O - G - \perp G состоит из торфяного или торфяно-перегнойного горизонта O мощностью от 20 до 30 см.

Современное болотообразование охватывает всю эпоху голоцена и продолжается в настоящее время в результате заболачивания водоемов и суши. Заболачивание водоемов происходит в результате их зарастания или нарастания (развития сплавины) с образованием торфа разного состава соответственно стадии заболачивания.

Зарастание свойственно озерным и старичным мелководьям, а также мелководьям искусственных водохранилищ. Нарастание сплавины имеет место на озерах с относительно обрывистыми берегами. При зарастании образуются низинные эутрофные и мезотрофные болота, при нарастании сплавины, как правило, — верховые олиготрофные.

Заболачивание суши происходит несколькими путями, но всегда при застойном гидроморфном водном режиме, который может создаваться атмосферными, намывными склоновыми, намывными русловыми, грунтовыми, грунтово-напорными водами.

Заболачивание водами атмосферных осадков имеет поверхностный характер и связано с превышением осадков над испарением, т. е. свойственно холодным гумидным районам субарктического и бореального поясов. Непосредственной причиной заболачивания служит застой воды на поверхности в результате развития мерзлоты, слабой водопроницаемости почв и пород, наличия влагоемкого органического покрова на поверхности — мощной подстилки или мохово-лишайникового ковра. В том случае образуются верховые олиготрофные, реже мезотрофные болота.

Заболачивание намывными склоновыми и русловыми водами приводит к возникновению низинных или переходных болот на подножьях склонов и в

речных долинах. При грунтовым заболачивании формируются низинные болота. Заболачивание может иметь место при мягких, жестких и соленых грунтовых водах. В первом случае в болотных почвах наблюдаются отложения болотной руды — больших скоплений лимонита, во втором — отложения болотного мергеля, а в третьем — водорастворимых солей [47].

3.3. Глее-мерзлотно-таежные

Формируются на равнинных территориях в условиях избыточного увлажнения, на грунтах тяжелого механического состава под таежной растительностью. Почвы имеют профиль $A_0 - AB - C_q, O_1 (O_2, O_3) - (GA_2) - (Bg) - G (Gd) - \perp G(G)$.

3.4. Мерзлотно-таежные почвы

Это почвы, формирующиеся на ММП преимущественно суглинистого гранулометрического состава в условиях холодного климата. В них идет поверхностное накопление кислого грубого гумуса, обладающего большой подвижностью, и аморфных гидроксидов железа; имеют место криогенные процессы миграции железа, оглеение, тиксотропия.

В связи с тем, что мерзлотно-таежные почвы занимают огромные и часто труднодоступные территории, в пределах которых происходят существенные изменения условий увлажнения, характера почвообразующих пород и некоторых других природных факторов, этот тип почв в действительности представляет собой группу типов, четкое разделение которых затруднено из-за недостаточного количества данных исследований.

Минералогический состав и морфология мерзлотно-таежных почв изучены весьма слабо. Исследования Е. М. Наумова и Б. П. Градусова показали, что в связи с малой скоростью выветривания в условиях сурового континентального климата в мерзлотно-таежных почвах отмечается низкое содержание высокодисперсных минералов. Их состав наследуется от

почвообразующей породы. Для глеевых горизонтов мерзлотно-таежных почв характерна плотная упаковка частиц.

Мерзлотно-таежные почвы характеризуются кислой или сильнокислой реакцией, не насыщенностью основаниями. В нижней части профиля кислотность, как правило, становится несколько меньше. Дифференциация профиля по валовому составу не выражена, но отчетливо прослеживается аккумуляция подвижных оксидов железа как по всему профилю, так и особенно в верхней его части. Содержание подвижного железа может достигать 20—25% от валового объясняет накопление подвижного железа в профиле мерзлотно-таежных почв следующим путем: образующееся в процессе внутрипочвенного выветривания свободное железо с осенне-зимними восходящими токами влаги (в сторону более низких температур) поднимается вверх и при вымораживании зимой закрепляется в профиле.

Для мерзлотно-таежных почв характерно равномерное распределение илистой фракции по профилю и однородное соотношение фракций по всем горизонтам. На щебнистых породах в горных районах по всему профилю преобладают крупные фракции 0,25— 0,01 мм. Почвы среднего и тяжелого гранулометрического состава бесструктурные и практически водонепроницаемы. При распашке водно-физические свойства мерзлотно-таежных почв еще более ухудшаются. Нижние горизонты имеют листоватое сложение [47].

3.5. Горно-тундровые почвы

формируются в субнивальном поясе гор Субарктики, характерными условиями образования являются господство низких температур, малая

продолжительность безморозного и вегетационного периодов, мощный, долго сохраняющийся снежный покров.

Характерными чертами условий их образования являются господство низких температур, малая продолжительность безморозного и вегетационного периодов, мощный, долго сохраняющийся снежный покров. Высшая растительность плохо развивается в таких условиях, поэтому в растительном покрове преобладают мхи и лишайники. Встречаются мелкие кустарники. Низкие температуры обуславливают малую биологическую активность почвы и накопление больших количеств слабогумифицированного органического вещества, иногда образующего сухоторфяный горизонт небольшой мощности.

Почвенный профиль имеет небольшую мощность, не превышающую обычно 50—60 см. Почвы имеют кислую реакцию, обусловленную в первую очередь накоплением кислых продуктов разложения растительного опада, и слабо насыщены основаниями. В составе гумуса преобладают фульвокислоты [47].

Заключение.

Результатом исследовательской работы, на основе анализа литературных источников, фондовых материалов и интернет ресурсов, сделано описание различных типов почв Субарктики, особенности почвообразования в условия криогенеза. Составлена характеристика криогенных форм рельефа, участвующих в процессе криогенеза и в почвообразовании.

На основе анализа полученных данных можно сделать следующие выводы:

- 1). В условиях крайнего Севера процессы почвообразования крайне затруднительны, по этому нарушение в результате антропогенной деятельности делает их крайне уязвимыми.
- 2). Дополнительным фактором уязвимости северных ландшафтов и почв, в том числе, является многолетняя мерзлота. Ее нарушение вызывает мгновенную ответную реакцию, приводящую к деградации почв, по этому почвы Субарктики необходимо сохранять в естественном и не нарушенном состоянии.

Список литературы.

1. Боул С., Хоул Ф., Мак-Крекен Р. Генезис и классификация почв. - М.: Прогресс, 1977.
2. Богомолов Н.С. О взрывах гидролакколитов в южной части Читинской области / Складывающаяся А.Н. // Наледи Сибири. – М.: Наука, 1969. – С.127-130.
3. Втюрин Б.И. Проблемы генезиса криогенного рельефа // География и геоморфология Азии. – М.: Наука, 1969. – С.118-130.
4. Василевская В. Д. Почвообразование в тундрах Средней Сибири. М.: Наука, 1980.- С. 7.
5. Воскресенский С.С. Особенности солифлюкции на севере Западной Сибири // Геоморфология. - № 1. – 1998. – С.56-61.
6. Втюрин Б.И. Состав и строение пластовой залежи подземного льда «Ледяная Гора» / Глазовский А.Ф.// Материалы гляциологических исследований. - № 55. – М., 1986 а. – С.35-43.
7. Втюрина Е.А. Криогенные склоновые террасы. – М.: Наука, 1966. – С. 55-58.
8. Воскресенский С.С. Геоморфология Сибири. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1962. – С. 166-168.
9. Втюрин Б.И. Подземные льды // Природа. - 1986 б. - № 2. – С. 36-45.
10. Василян Г.М., Мельниченко Т.Н. Материалы Всероссийской с международным участием научно-практической конференции, посвященной Всемирному дню Земли и 60-летию кафедры экономической географии КГПУ им. В.П. Астафьева (Красноярск, 23 апреля 2015г.) Выпуск 10, с 222-225.
11. Варламова Т.Н. Криогенная морфоскульптура Енисейского Севера // География на службе науки, практики и образования. – Красноярск, 2001. – С. 160-162.
12. Григорьев А.А. Субарктика. – М.: Географгиз, 1956. – С.29-32.

13. Гравис Г.Ф. Морозобойное растрескивание грунтов и образование гумусовых потеков // Многолетнемерзлые породы и сопутствующие им
14. Демидюк Л.М. Криогенные процессы и образования // Геокриология СССР. Средняя Сибирь. - М.: Недра, 1989.- С.181-183.
15. Данилова Н.С. Криогенные склоновые процессы и образования / Тюрин А.Н., Хруцкий С.Ф.// Геокриология СССР. Средняя Сибирь.- М.: Недра,1989. - С.114-116.
16. Драницын Д.А. Вторичные подзолы и перемещение подзолистой зоны на севере Обь - Иртышского водораздела // Изв. Докучаевского почвенного комитета. - № 2. - 1914.
17. Ершов Ю.И. Основы теории почвообразования. Красноярск: РИО КГПУ, 1999. - 384 с.
18. Жигарев Л. А. Причины и механизм развития солифлюкции. – М.: Наука, 1967. – 77 с.
19. Краснов И.И. Сибирская платформа // Геологическое строение СССР. Т.3. Тектоника. – М.: Госгеолтехиздат, 1958. – С.45-56.
20. Каплина Т.Н. Криогенные склоновые процессы. – М.: Наука, 1965. – 295с.
21. Карпов Е.Г. Состояние криолитозоны Игарского района Енисейского Севера / Барановский Е.Л. – Якутск: Изд-во ин-та мерзлотоведения СО РАН, 1999. – 89 с.
22. Катасонов Е.М. Типы мерзлых толщ и проблемы криолитологии // Геокриологические и гидрогеологические исслед. Сибири. – Якутск, 1972. – С.5-16.

23. Мельниченко Т.Н. Криогенные процессы и криоморфоскульптура на склонах плато Путорана (бассейны рек Большого Авама, Иркинды, Эндэ).- Красноярск: КГПУ, 2004 г.–10 с.
24. Mackey J.P. Ice – weages cracks. Garry – Island, Northwest Territories // I bid. 1974. Vol.11.p. 1366-1383.
25. Мельниченко Т.Н. Криоморфоскульптура Енисейского Севера // География и геоэкология Красноярского края. – Красноярск, 2002. – 3 с.
26. Ниценко А.А. Краткий курс болотоведения. - М.: Высш. шк., 1967. – 147 с.
27. Половинкин А.А. Основы общего землеведения. – М.: Гос. учебно-педагогич. изд-во, 1958. – 495 с
28. Павлова О.П. Наледные процессы и наледи // Геокриология СССР. Средняя Сибирь. - М.: Недра, 1989.- С.121-122.
29. Суходровский В.А. Экзогенное рельефообразование в криолитозоне. – М.: Наука, 1979. – 279 с.
30. Сакс В.Н. К геоморфологии реки Пясины // Тр. Горно-геол. упр. - Вып. 21. - Л.: Изд-во Главсеверморпути, 1945. – С. 58-66.
31. Суходровский В.Л. Развитие взглядов С.В. Обручева на происхождение нагорных террас // География и геоморфология Азии. – М.: Наука, 1969. – С.130-142.
32. Суходровский В.Л., Гравис Г.Ф. Мерзлота и рельеф // Проблемы экзогенного рельефообразования. Кн.1. – М.: Наука, 1976. – С.189-269.
33. Соловьев П.А. Аласный термокарстовый рельеф Центральной Якутии // Путеводитель к II Междунар. конференции по мерзлотоведению. – Якутск, 1973. – 47 с.

34. Сочава В.Б. О пятнистых тундрах Анадырского края // Тр. Полярной комиссии при АН СССР, 1930. – С.22-29.
35. Суслов С.П. Физическая география СССР. – М.: Гос. Учпедгиз, 1954. – 710 с.
36. Толстихин Н.И. Подземные воды в четвертичных отложениях вечной мерзлоты // Тр. Ассоциации по изучению четвертичных периодов Европы. Т. II. – М.– Л., 1933. – С. 22-25.
37. Троицкий Л.С. Особенности рельефа и морфологии оледенения // Результаты исслед. по программе междунар. геофиз. года. - Гляциология №16, IX раздел программы МГГ. – М.: Наука , 1966. – С.17-20.
38. Толстов А.Н. Последствия недоучета явлений солифлюкции / Яковлев Е.А. // Строительство в районах Восточной Сибири и Крайнего Севера. – 1962. - № 3. – С. 52-54.
39. Томирдиаро С.В. Озерно-термокарстовая переработка северных низменностей и ее инженерно- геологическое значение // Материалы VIII Всесоюзного совещания по геокриологии. Якутск: Кн.изд-во. - Вып.7, 1966. – С.24-34.
40. Уошборн А.Л. Мир холода. Геокриологические исследования. – М.: Прогресс, 1988. – 382 с.
41. Хруцкий С.Ф. Среднесибирский район // Региональная криолитология. – М.: Изд-во МГУ, 1989. – С.101-102.
42. Чигир В.Г. Некоторые закономерности денудации и рельефообразования в Центральной Азии. - 1991. – С. 44-47.
43. Чижов А.Б. Вопросы формирования подозерных таликов Яно-Индибирской низменности и смежных с ней территорий // Мерзлотные исслед. – М.: Изд-во МГУ. - Вып.12. - 1972. – С.85-91.

44. Шур Ю.Л. Верхний горизонт толщи мерзлых пород и термокарст. – Новосибирск: Наука, 1988. -209 с.

45. Швецов П.Ф. Закономерности развития криогенных геоморфологических процессов / Бобов Н.Г., Жигарев Л.А., Уваркин Ю.Т. // Процессы рельефообразования, 1976. – С. 160 – 169.

46. <http://www.krskstate.ru/>

47. <http://mse-online.ru/>