

На правах рукописи

ДЕСЯТКИН Роман Васильевич

**ПОЧВООБРАЗОВАНИЕ В ТЕРМОКАРСТОВЫХ
КОТЛОВИНАХ – АЛАСАХ КРИОЛИТОЗОНЫ**

03.00.27 – почвоведение



АВТОРЕФЕРАТ
диссертации на соискание ученой степени
доктора биологических наук

Улан-Удэ - 2006

Работа выполнена в Институте биологических проблем криолитозоны Сибирского отделения Российской академии наук

Официальные оппоненты: член-корреспондент РАН, доктор географических наук,
профессор ТУЛОХОНОВ Арнольд Кириллович

доктор сельскохозяйственных наук, профессор
АПАРИН Борис Федорович

доктор биологических наук
БАДМАЕВ Нимажап Баяржапович

Ведущая организация: Институт мерзлотоведения СО РАН

Защита диссертации состоится « 17 » февраля 2006 года в 10 часов на заседании диссертационного совета Д 003 028.01 в Институте общей и экспериментальной биологии СО РАН по адресу: 670047, г. Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, 6, конференц-зал. E-mail: ioeb@bsc.buryatia.ru, факс: (3012) 433034.

С диссертацией можно ознакомиться в библиотеке Бурятского научного центра СО РАН

Автореферат разослан « 10 » января 2006 г

Ученый секретарь
диссертационного совета,
доктор биологических наук



В.И. Убугунова

2006 А
1255

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ДИССЕРТАЦИИ

Актуальность исследований.

Эволюция биосферы Земли и современные климатические условия обусловили широкое распространение на планете зоны многолетней мерзлоты. Многолетнемерзлые породы занимают на Земле площадь более 35 млн. км². Значительный объем многолетнемерзлых пород занимает подземные льды, в т.ч. повторно-жильные, которые составляют до 50-60% объема пород ледового комплекса в умеренной зоне и до 80-90% в субарктических равнинах. Термокарстовая деградация ледового комплекса равнинных территорий в голоцене обусловила повсеместное развитие котловинных форм рельефа - аласов. На равнинах умеренной зоны Северного полушария термокарстовым процессом охвачено до 20-30%, на субарктических приморских равнинах до 70% и более территории с ледовым комплексом. Аласные формы рельефа разновозрастны и очень разнообразны. Кроме современных термокарстовых форм рельефа в зоне влияния четвертичных покровных ледников встречаются реликтовые формы рельефа в виде степных блюдец (подов) или педин в степной зоне.

Отрывочные сведения о почвах и почвенном покрове аласов имеются в работах А.А. Красюка (1927), Е.И. Цыпленкина и др. (1941, 1946), В.Г. Зольникова (1954), Л.Г. Еловской (1958). Между тем, цикличность водности аласов, постоянная динамика рельефа и периодическая переработка почвообразующих пород аласов мигрирующими озерами обуславливают формирование почв, не имеющих аналогов в других ландшафтных условиях Земли. Сингенетическая неоднородность почвообразующих пород, высокое исходное содержание органического вещества и легкорастворимых веществ в них во многом определяют состав и свойства почв аласов. Влияние перманентно действующего аласного процесса способствует формированию не только особых почв, но и придает почвенному покрову аласов исключительную пространственную пестроту.

Цель и задачи исследования.

Цель настоящей работы – выявить основные закономерности почвообразования, генетическую природу и специфику почвенного покрова термокарстовых котловин – аласов криолитозоны. В соответствии с поставленной целью решались следующие задачи:

1) изучить морфологию, состав и свойства почв и почвенный покров аласов в разных природно-климатических зонах мерзлотной области;



2) выявить влияние термокарстового аласообразования на почвообразование;

3) провести сравнительный анализ аласного почвообразования с учетом генезиса, биоклиматических и геокриологических условий формирования почв в условиях пойм рек и морских побережий.

Объект и предмет исследований.

Объектами исследований являлись почвы и почвенный покров разновозрастных и разнообразных аласных форм рельефа в зонах средней, северной тайги и тундры в пределах зоны многолетней мерзлоты на территории Республики Саха (Якутия), а также морского края южного побережья моря Лаптевых.

Методика исследований.

Метод почвенно-экспедиционных маршрутов в период 1977-2004 гг., позволивший собрать большой фактический материал для понимания генетических и географических аспектов поставленных задач. Для выявления особенностей энерго- и влагообеспеченности аласного почвообразования проведено исследование почвенных режимов и микроклимата аласных экосистем в течение 1987-2005 гг. на аласном стационаре ИБПК СО РАН «Тюнгюлю».

При выполнении работы в качестве основного применен сравнительно-географический метод; при анализе вещественного состава и свойств изученных почв использован сравнительно-аналитический метод и при выявлении природы динамических явлений для познания почвенных процессов применен стационарный метод наблюдений. Лабораторно-аналитические исследования почв выполнены с использованием общепринятых в почвоведении методов в аналитических лабораториях Ленинградского госуниверситета и Института биологических проблем криолитозоны СО РАН. При анализе полевых и лабораторно-аналитических результатов исследований изученных почв использована теория И.П. Герасимова об элементарных почвенных процессах (Герасимов, 1973; 1975; Зонн, 1994). При систематизации первичных данных использовались методы математической статистики.

Научная новизна.

В результате эколого-географических и стационарных исследований почв мерзлотной области впервые разработана научная концепция почвообразования в широко распространенных в криолитозоне термокарстовых формах рельефа – аласах. В термокарстовых котловинах зоны многолетней мерзлоты выявлено наличие своеобразного, перма-

нентно действующего аласного процесса, определяющего стадийное развитие почвообразующих пород и специфику аласного почвообразования. Впервые вскрыты генетические особенности почв аласов и на обширном фактическом материале даны характеристики их морфологических, вещественных и органических профилей. Установлены географические закономерности распространения почв аласов в разных природно-климатических зонах. Интерпретация палеогеографических исследований в комплексе с результатами химико-аналитического изучения вскрыли закономерности эволюции почв аласов. Впервые проведена сравнительная характеристика почв и почвообразования в аласных котловинах, речных поймах и приморских маршей. Всесторонняя характеристика строения, состава и свойств почв позволили выявить место аласных почв в современной иерархии почвенного разнообразия.

Теоретическая и практическая значимость.

Впервые получена и обобщена научная информация о типах почв и их генезисе, о почвенном покрове термокарстовых форм рельефа – аласов, имеющая общетеоретическое значение. Научная концепция почвообразования в аласных котловинах мерзлотной области является основой для уточнения их классификации, диагностики почвообразования, а также разработки научных основ рационального использования биологических ресурсов таежно-аласных ландшафтов.

Результаты работ нашли применение в следующих научных и хозяйственных сферах:

1. При разработке региональной классификации и диагностики мерзлотных почв (Л.Г. Еловская, Якутск, 1987);

2. При создании атласов: «Сельского хозяйства Якутской АССР» (М., 1989) и «Республика Саха (Якутия)» (Учебное пособие. М., 2000); составлении карты «Приоритетные территории Российского Дальнего Востока для сохранения биоразнообразия» (Владивосток, 1999).

3. При проектировании и эксплуатации крупного водовода из реки Лена с ежегодным объемом переброски 20 млн. м³ воды для водоснабжения засушливых территорий Лено-Амгинского междуречья.

4. При экологическом обосновании проекта строительства магистрального газопровода протяженностью более 500 км через реку Лена в густонаселенные районы Центральной Якутии.

5. При экологическом обосновании искусственной интенсификации атмосферных осадков для снижения отрицательного влияния засухи на сельскохозяйственные угодья таежно-аласных территорий.

6. При чтении курса лекций по почвоведению для студентов биолого-географического факультета ЯГУ и агрономического факультета ЯГСХА.

Защищаемые положения.

1. Научная концепция почвообразования в широко распространенных в криолитозоне термокарстовых формах рельефа – аласах;

2. Влияние перманентно действующего аласного процесса на строение, состав и свойства почв аласов;

3. Генетические особенности и географические закономерности распространения почв аласов в разных природно-климатических зонах;

4. Сравнительная характеристика почв и почвообразования в аласах, речных поймах и приморских маршей, а также место аласных почв в современной иерархии почвенного разнообразия.

Апробация работ.

Материалы диссертации докладывались и обсуждались на заседании Почвенной комиссии Географического общества СССР совместно с Ленинградским филиалом ВОП (1980), на VII съезде Географического общества СССР в г. Фрунзе (1980), на X и XI Всесоюзных симпозиумах «Биологические проблемы Севера» в г. Магадан (1983) и в г. Якутск (1986), Всесоюзной конференции «Проблемы развития сельского хозяйства в условиях вечной мерзлоты» в г. Якутск (1991), на I Международной конференции «Знание - на службу нуждам Севера» в г. Якутск (1996), на Международной конференции «Интеркарто-5. ГИС-для устойчивого развития территорий» в г. Якутск (1999), на Первом международном совещании «Циклы энергии и влаги Сибири в проекте GAME» в г. Москва (1997); на Международной конференции «Озера холодных регионов» в г. Якутск (2000), на Международной конференции «Теоретические и прикладные вопросы травосеяния в криолитозоне» в г. Якутск (2001), на I, II и III Международных конференциях «Роль мерзлотных экосистем в глобальном изменении климата» в г. Якутск, (1995, 2001, 2004), на научно-практической конференции «Роль сельскохозяйственной науки в стабилизации и развитии агропромышленного производства Крайнего Севера» в г. Якутск (2001), на Международном экологическом форуме «Сохраним планету Земля» в г. С-Петербург (2004), на Всероссийской научной конференции «Мерзлотные почвы: разнообразие, экология и охрана» в г. Якутск (2004), на IV съезде Докучаевского общества почвоведов в г. Новосибирск (2004), на международных конференциях и симпозиумах в зарубежных странах (Норвегия, Опдаль, 1993. Тромсо, 1995; Япония, Цукуба, 1994, 1997, 2000, 2002; Саппоро, 1994, 1995, 1999, 2003, 2005; Нагоя, 1998, 2001; Киото, 2004; Китай, Пекин, 2005).

Публикации. По теме опубликовано 130 научных работ, в том числе 2 монографии и 47 работ в зарубежной печати, общим объемом 45 печатных листов.

Структура и объем диссертации. Диссертация представляет собой рукопись с объемом 396 страницы машинописного текста, содержит 81 таблицу, 73 рисунка и библиографию 523 наименований. Она включает в себя восемь глав и заключение.

СОДЕРЖАНИЕ РАБОТЫ

Глава 1. Многолетняя мерзлота на земле

Эволюция биосферы Земли и современные климатические условия обусловили широкое распространение на планете зоны многолетней мерзлоты. На основные эволюционные события на Земле огромную роль оказывали ледниковые периоды, включая появление свободного кислорода в атмосфере, развитие климатических зон, выход растений и животных на континенты. В силуре как результат взаимодействия литосферы и биосферы возникает педосфера и становится мощным фактором эволюции на суше (Вернадский, 1940; Ковда, 1972, 1991; Джон, 1982; Соколов, 1993). После своего образования, по правилу обратной связи, педосфера оказывает сильное воздействие на текущее функционирование биосферы и становится специфическим, сложно построенным, структурным регулятором и перераспределителем основных потоков вещества и энергии, действующих в системе биосфера – геосфера (Таргульян, 1992). В ходе эволюции она стала представляет собой саморегулирующую, структурно-функциональную подсистему биосферы суши, выполняющую глобальные функции регулирующие атмосферные, гидросферные, литосферные, биосферные и антропоферные процессы (Добровольский, Никитин, 1990).

На современную структуру биоразнообразия и функционирование жизни на Земле ведущая роль принадлежит четвертичному периоду. В плейстоцене усилилось похолодание в средних и высоких широтах, вызвавшее неоднократное возникновение крупных континентальных оледенений и их наступление в средние широты. Глобальные изменения природно-климатических условий привели к промерзанию горных пород на глубину сотни, а то и тысячи метров, формируя тем самым зону многолетнемерзлых пород (Величко, 1973; Эндрюс, 1982; Будыко, 1984). Колебания климата сыграли существенную роль в формировании почвообразующих пород и почвенного покрова крупных территорий (Неуструев, 1977а; Караваева, 1982; Корсунов, 1984; Геннадиев, 1990;

Евсеев, 1991; Наумов, 1993; Соколов, 1993; Ахтырцев и др., 1994; Геннадиев и др., 1994; Губин, 1994, 2001; Александровский, 1995; Русаков и др., 2000; Хохлова и др., 2000 и др.).

Многолетнемерзлые породы занимают на Земле площадь более 35 млн. кв. км, продолжительность мерзлого состояния горных пород превышает 1 млн. лет. На Северном полушарии площадь криолитозоны оценивается в 22,35 млн. км², в том числе 6,64 млн. км² сплошной и 14,71 млн. км² прерывистой мерзлоты (Уошборн, 1979). Площадь зоны многолетнемерзлых пород России составляет более 10 млн. кв. км и охватывает около 60% территории (Кудрявцев и др., 1978; Арэ, 1978; Браун, Граве, 1981; Некрасов, 1991).

Характерной особенностью многолетнемерзлых пород является наличие в их составе льда, который занимает значительный объем многолетнемерзлых пород и представляет собой в комплексе с вмещающими их породами – ледовый комплекс (Шумский, 1955; Втюрин, 1975; Некрасов, 1991). На равнинах арктического побережья Аляски содержится 1675 км³ подземного льда (Реве, 1975). Объем подземного льда в СССР оценен в 19 тыс. км³ (Втюрин, 1975). На равнинных территориях криолитозоны Евразии, Северной Америки и Антарктики наибольшее распространение получили повторно-жильные льды, образующие полигональный рельеф (Шумский, 1959; Качурин, 1961; Губин, 1994; Black, 1954, 1963; Berg, Black, 1966; Маскау, 1972, 1974). Южная граница распространения повторно-жильных льдов на севере Европейской части России проходит примерно по 66°30' с.ш., в Западной Сибири – 63°30' с.ш., а восточнее 90° в.д. достигает 50-52° с.ш. (Васильчук, 2004). Содержание воды в ледовом комплексе с повторно-жильными льдами достигает в зоне умеренных лесов 50-60%, в Субарктике до 80-90% от объема (Втюрин, 1975; Арэ, 1985; Куницкий, 1989). Увеличение глубины протаивания грунтов в ходе естественного развития ландшафтов в четвертичное время привело к таянию подземных льдов и образованию термокарстовых форм рельефа – аласов по всей криолитозоне.

Глава 2. Термокарст и аласный рельеф

В области вечной мерзлоты термокарст относится к наиболее распространенным рельефообразующим криогенным процессам. Исследованию количественных и качественных параметров термокарстового процесса посвящено множество работ (Ефимов, 1946; Попов, 1953, 1967; Кудрявцев, 1958; Соловьев, 1959, 1962, 1973; Качурин, 1961; Швецов, 1964; Шило, Томирдиаро, 1970; Арэ, 1973; Арэ и др. 1974;

Шур, 1977, 1988; Фельдман, 1977, 1984; Томирдиаро, 1978; Суходровский, 1979; Hopkins, 1949; Black, 1954, 1963, 1969; Hussey, Michelson, 1966; Sellmann et.al., 1975 и др.). Для развития термокарста необходимо проявление двух условий: 1) глубина сезонного оттаивания должна быть больше глубины залегания льдонасыщенного мерзлого грунта; 2) в процессе оттаивания льдонасыщенного мерзлого грунта должна происходить осадка дневной поверхности за счет воды, отфильтровывающейся вверх. Внешними признаками начала развития термокарста являются оседание поверхности почвы и появление мелководных водоемов. При многолетнем таянии льдистых грунтов постепенно увеличивается глубина водоема и под озером формируется чаша протаивания. В результате термоабразионной переработки берегов увеличиваются размеры озера, накапливается слой донных отложений. Термокарст процесс длительный, его движущей силой выступают первичные и остаточные озера. За время существования котловинной формы рельефа размеры и объем озера постоянно меняется, оно может неоднократно исчезать и вновь появляться. С каждым циклом обводнения, термокарстовая котловина будет расширяться по площади, и уходит в глубь, пока не иссякнут запасы подземных льдов. Развитие термокарста приводит к образованию аласов.

“Алас” - якутское слово, в переводе означающее “...луговое пространство, окруженное лесистой горой...” (Пекарский, 1958, с. 67). Научно обоснованная интерпретация термина “алас”, генезис и стадии эволюции этих уникальных форм рельефа была разработана в работах Н.А. Граве (1944), П.А. Соловьева (1959, 1962, 1963). Развитие озерного термокарста и образование аласов началось в эпохи потепления на рубеже плейстоцена и голоцена 12,8-16,0 тыс. лет назад (Каплина, Ложкин, 1978; Романовский и др.1999; Андреев, 2000). В настоящее время в Центральной Якутии аласами занято 20 - 30% всей площади (Соловьев, 1959). Количество аласов в Центральной Якутии достигает 16 000, ими занято 4 400 км² (Босиков, 1985, 1991). В Центральной Якутии распространены котловинный и котловинно-долинный типы аласного рельефа.

В циркумполярных регионах Евразии и Северной Америки в пределах зоны северной тайги, лесотундр и тундр выделяют перигляциальную гиперзону, сложенную позднплейстоценовыми мерзлотно-лессовидными отложениями (Величко, 1973; Равский, 1972; Томирдиаро, 1972, 1978, 1984; Томирдиаро, Черненко, 1987; Колпаков, 1982 и др.). На этой территории термокарст занимает огромные территории. Например, только около 25% территории Яно-Индибирской и Колым-

ской низменностей представляет собой древнюю равнину с ледовым комплексом. Остальная часть низменности в течение голоцена переработана озерным термокарстом и деятельностью поверхностных водотоков – больших и малых рек. Причем площадь, переработанная термокарстом (вместе с площадью современных озер), в несколько раз превышает площадь подверженную речной эрозии. В ходе геологической съемки установлено покровное распространение лессово-ледовой формации с охватом гигантских площадей, которая на Геологической карте Северо-востока СССР выделяется как «криогенно-эоловые» отложения (Томирдиаро, Черненький, 1987).

Четвертичное оледенение на Северном полушарии носило глобальный характер, криогенно-эоловая формация имеет весьма широкое распространение (Равский, 1972, Величко, 1973). В степных районах Причерноморской низменности на лессовых отложениях большое распространение получили западные формы рельефа «степные блюдца» или поды (Тутковский, 1900; Пидопличко, 1932; Полупан, 1968). Использование криотекстурного метода стратиграфического расчленения позднеплейстоценовых и голоценовых отложений различных фаций Северо-востока Евразии С.В. Томирдиаро (1982), Т.Н. Каплиной (1987) позволило разработать реконструкцию перестройки ландшафтов, происходивших в ледниковые и межледниковые этапы. Полученная ими картина реконструкции совпадает с результатами Э.И. Равского (1972), разработанными в пределах великой перигляциальной области Сибири, и А.А. Величко (1972), изучившего еще более крупную перигляциальную гиперзону Северной Евразии, куда входит лессовые равнины степной зоны Украины. Палеоботанические и палеозоологические материалы на всех перигляциальных областях показывают, что на них в холодные фазы позднего плейстоцена формировались сухие степные ландшафты, в термохроны они сменялись гумидными ландшафтами заболоченных лесов, а на севере – озерно-болотными тундровыми ландшафтами. Как видно из результатов палеогеографических работ, условия формирования, а значит, и генезис аласных котловин бореальных и субполярных зон идентичны с происхождением подов степной зоны. На этой основе степные блюдца – поды, широко распространенные в пределах Причерноморской низменности можно отнести к реликтовым термокарстовым формам рельефа.

Поды представляют собой замкнутые понижения округлой или овальной формы с плоским дном и пологими склонами. Размеры подов колеблются от нескольких десятков метров до 16 км в диаметре и от 0,5

до 20 м глубиной (Полупан, 1968). Общая площадь подов составляет более 200 тыс. га. Распространение котловинных форм рельефа вне криолитозоны не ограничивается пределами Причерноморской низменности. Замкнутые понижения посреди равнины являются характерной формой мезорельефа и в полупустынях Северного Прикаспия (Оловяникова, 1991).

Термокарстовые формы рельефа широко распространены на севере Американского континента (Hopkins, 1949; Brown, 1973; Rampton, 1973). Здесь они называются озерами протаивания или депрессиями протаивания (thaw lakes and thaw sinkes). По мнению Р. Блэка и В. Барксдолла (Black, Barksdalle, 1949) на прибрежной равнине Аляски «ориентированные озера» распространены на площади более чем 25 тыс. кв. миль. Они почти полностью занимают эту прибрежную низменность шириною более 150 км.

Как элемент термокарстовых форм рельефа по всей зоне многолетней мерзлоты получили развитие бугры пучения – булгуньяхи или пинго. Их образование связано промерзанием влагонасыщенных талых слоев под исчезающими по той или иной причине озерами (Соловьев, 1973; Уошборн, 1988; French, Dutkewicz, 1976). Рост булгуньяхов приводит к динамике рельефа днища аласов и сопровождается изменением центра аккумуляции в них. В результате при наступлении следующего влажного периода новое озеро формируется уже на другом участке аласа. Как положительные формы рельефа булгуньяхи со дня появления начинают испытывать воздействие процессов эрозии и денудации, в том числе термокарст, и постепенно разрушаются. Перманентная динамика рельефа днища аласов вызывает миграцию периодически появляющихся и высыхающих аласных озер.

Глава 3. Влияние аласов на почвообразование

Аласные котловины, как наиболее молодые формы рельефа, находятся в постоянной динамике. Этот фактор играет существенную роль в почвообразовании в термокарстовых котловинах. На современном этапе развития каждый котловинный алас представляет собой замкнутую систему, в которой действует самостоятельный внутриаласный биогеохимический круговорот веществ и энергии (рис.1). Для котловинно-долинного типа аласного рельефа характерна более широкая, но тоже замкнутая система одностороннего накопления подвижных веществ в конечные аласы.

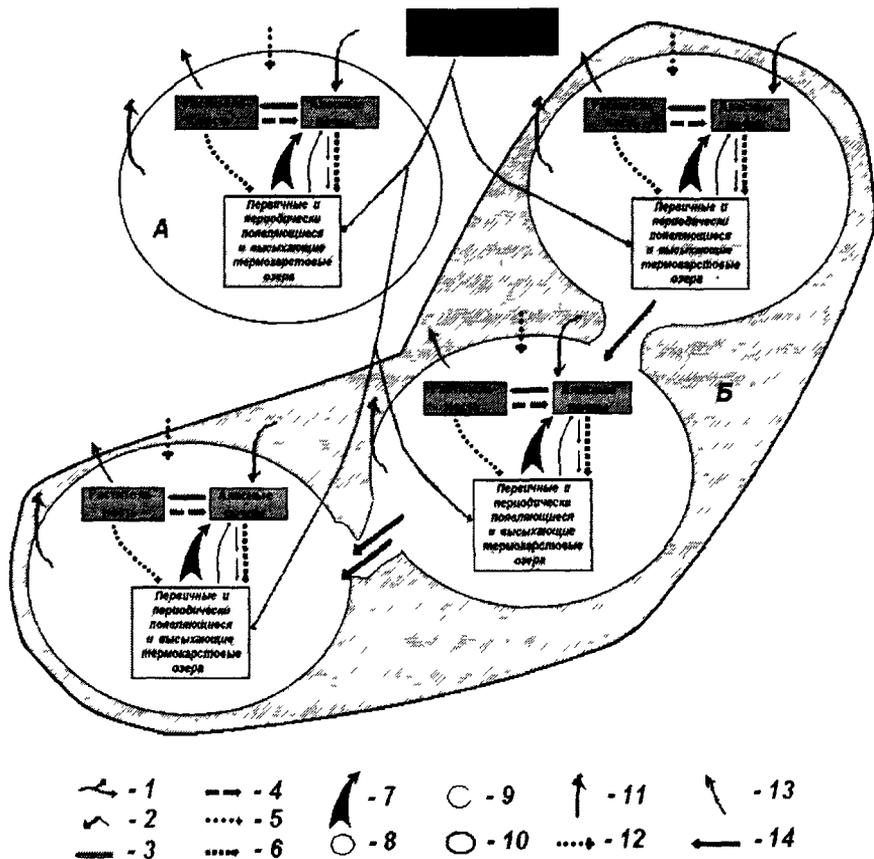


Рис. 1. Схема круговорота веществ в разных типах аласного рельефа: А – в котловинном аласе; Б – в котловинно-долинной системе.

Условные обозначения: 1 – поступление продуктов аласообразования (сингенетическое засоление, аккумуляция карбонатов и ила в отдельных слоях почвообразующих пород и т д), 2 – поступление растворимых и взвешенных веществ из окружающего межаласья; минеральное питание растений, 3 – растительный опад, 5 - накопление торфа на избыточно увлажненных участках дна аласов; 6 – поступление продуктов почвообразования и выветривания; 7 – привлечение озерных органических (торфяно-сапропелевых) отложений в аласное почвообразование после высыхания озер и пучения их дна; 8 – граница замкнутой системы котловинного аласа; 9 – нарушенные границы аласов, входящих в аласные долины, 10- граница замкнутой котловинно-долинной системы, 11 – испарение воды, 12 – приток веществ с атмосферы (осадки, аэрозоли); 13 – отчуждение веществ вместе с урожаем трав; 14 – вынос растворимых и взвешенных веществ вместе с тальными водами из верхних аласов в конечные

Аласные котловины, будучи отрицательными формами рельефа, являются местными центрами аккумуляции и обладают определенным объемом геохимической и экологической емкости. Для правильного понимания динамических процессов почвообразования и емкости аласных ландшафтов, предлагается применение терминов: **деятельный слой аласа** и **емкость аласной котловины**. Деятельный слой аласа - это поверхностная часть аласной котловины, подвергающийся периодическому протаиванию и промерзанию, включает толщу сезоннопротаивающих почв, аласное озеро и подозерный талик (Десяткин, 1984, 2004, Desyatkin and others, 2001). Сумма объема самой котловины и деятельного слоя аласа составляет емкость аласной котловины. Емкость аласных котловин строго лимитирована. По этой причине незначительные колебания экзогенных факторов (количество атмосферных осадков, температурные условия и т.д.) находят почти мгновенное отражение в водности замкнутых биогеохимических аласных систем, определяя пространственную структуру почвенного покрова и формируя комплект доминирующих элементарных процессов почвообразования на тех или иных участках котловин.

Начало термокарста характеризуется появлением первичных озер на поверхности равнины, которые являются аккумуляторами тепла и приводят к протаиванию ледового комплекса под ними. Роль этих озер заключается не только в формировании контуров будущей аласной котловины, но и в изменении состава покровных суглинков. В зрелых аласах не остается пород ледового комплекса - они целиком заменяются отложениями водного происхождения. Рост и деградация булгунняхов приводят к динамике рельефа днища аласов и сопровождаются миграцией периодически появляющихся и высыхающих аласных озер.

Образование аласов, их функционирование и динамика, в совокупности слагающие эволюцию всего природного облика крупных территорий криолитозоны, рассматриваются нами как единый **аласный процесс** (Десяткин, 1984, 1990; Десяткин, Сотникова, 1982; Десяткин, Романов, 1989).

Аласный процесс, являясь движущей силой термокарстового седиментогенеза, способствует переотложению пород ледового комплекса и формированию своеобразных аласных отложений—субстрата, на котором образуются почвы (рис. 2). Аласные отложения - это сочетание очень разных по гранулометрическому составу литогенных осадков (пески, супеси, суглинки и т. д.) и органических озерных образований (илы, торф, сапрпель), которые формируются в замкнутых котловинах (Строение..., 1979).

Эти отложения, как почвообразующие породы, отличаются от почвообразующих пород межаласья по гранулометрическому, химическому, минералогическому, криогенному и органическому составу (Десяткин, 1984, 1990, 1992). Они, как почвообразующие породы, по своему генезису отличаются от всех известных почвообразующих пород.

Наличие такого своеобразного процесса, как аласный, определяет особенности формирования почв в термокарстовых котловинах, обуславливая существование двух стадий почвообразования – гидроморфной и ксероморфной. Внутри этих стадий, а также при их переходе друг в друга функционирование аласов способствует прохождению почвами фаз самостоятельного развития: озерной, болотной, луговой и остепненной.

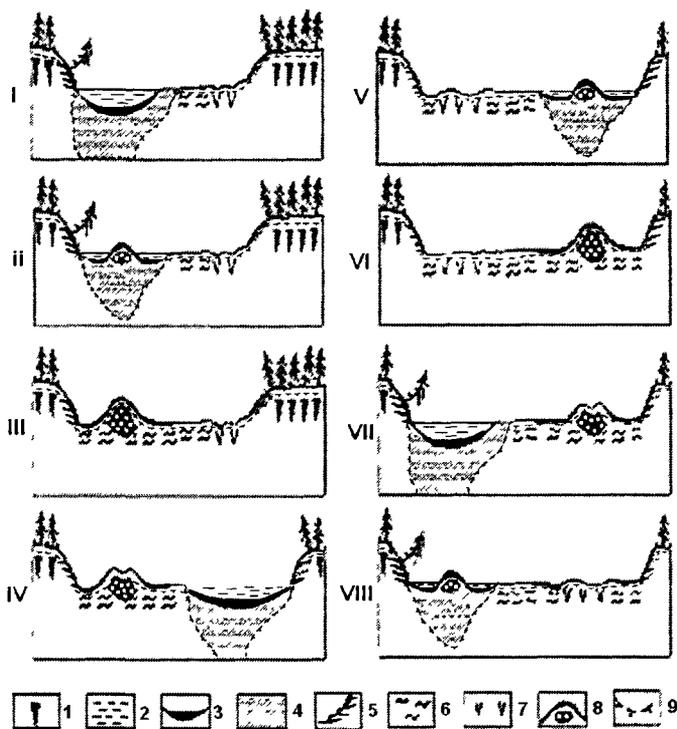


Рис.2. Схема постепенного расширения термокарстовых котловин и перманентной переработки почвообразующих пород при аласном процессе
 Условные обозначения: 1 – сингенетические ледяные жилы, 2 – озеро, 3 – донные органические отложения, 4 – подозерный талик, 5 – оползни; 6 – аласные отложения; 7 – эпигенетические ледяные жилы; 8 – бугор пучения; 9 – кровля многолетней мерзлоты I-VIII – стадии термокарстового аласообразования.

Гидроморфная стадия соответствует озерной фазе развития и в силу больших отличий подразделяется на две полуфазы, первая из которых соответствует полноводному режиму озер, а вторая - высыхающему. Первая половина озерной фазы, характеризуется интенсивной термоабразионной и термоденудационной переработкой берегов озер и расширением таким путем площади термокарстовых котловин. Расширение термокарстовых котловин сопровождается формированием минерального прослойка на дне водоемов за счет накопления терригенного материала с бортов аласа. С наступлением второй полуфазы развития озера, начинается накопление сапропелей. Таким образом, при прохождении почвообразующими породами аласов озерной фазы развития их морфологический профиль, образно говоря, «нарастает» на два слоя: нижний - сильнодиспергированный минеральный, верхний – органогенный (рис. 3).

Во время прохождения гидроморфной стадии развития почвообразующие породы аласов претерпевают существенные изменения. Гидрохимические и гидробиологические показатели аласных озер свидетельствуют о высокой степени их трофности (Пшенинкова, 1994; Десяткин и

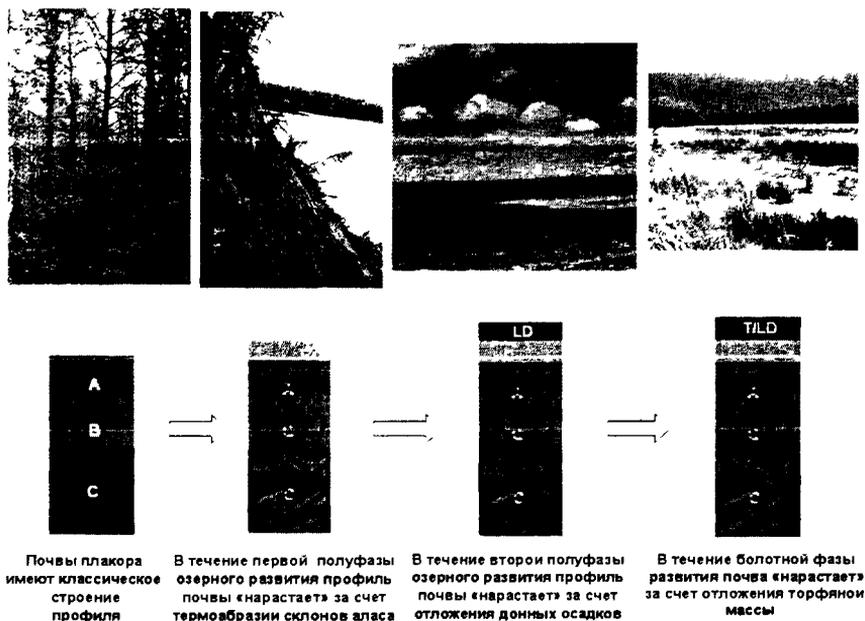


Рис. 3. Влияние одного цикла аласного процесса на строение профиля почв

др., 2000). Продуцированная в течение теплого периода года биомасса планктона и бентоса в зимнее время частично выпадает в донные осадки озер и способствует накоплению в них органических и органоминеральных отложений – сапропелей. Максимальные мощности органических отложений в озерах со стабильным водным режимом достигают 4,5-6,0 метров (Гаврильев и др., 1983; Бакулина и др., 2000).

В период функционирования второй полуфазы озерного развития аласного почвообразования на мелководных участках и заболоченных почвах аласов процессы оглеения сопровождаются озерным осадконакоплением и торфонакоплением. В этот интервал развития почв продолжается аккумуляция донных отложений, которая способствует утяжелению механического состава поверхностного слоя почв, и предопределяет его насыщенность карбонатами. Насыщение карбонатами происходит за счет накопления мелких ракушек и аутогенных карбонатных минералов (Десяткин, 1983, 1984, 1990). В составе озерных осадков прибрежной полосы высокую долю занимают неполностью разложившиеся растительные остатки. Торфообразование здесь идет по схеме накопления низинных торфяников. Основными торфообразователями являются травянистые растения – гигрофиты.

При термокарстовом образовании аласов происходит сингенетическое засоление их деятельного слоя (Десяткин, 1984, 1992). Оно обусловлено вымыванием части водорастворимых веществ пород ледового комплекса при термокарсте в воды первичных озер с последующей их аккумуляцией после высыхания этих озер в деятельном слое аласов. Даже при вымывании минимального количества солей из мощной толщи ледового комплекса (до 40—60 м) и вытаивании большого объема льдов с последующей аккумуляцией водорастворимых солей в тонком (1—2,5 м) сезоннопротаивающем слое сингенетическое засоление почв аласов неизбежно. Качество первичного засоления почв при этом определяется составом водорастворимых веществ ледового комплекса, а степень засоления имеет прямую корреляционную связь с содержанием солей и объемом переработанной термокарстом толщи. Дальнейшая судьба накопленных термокарстом в сезоннопротаивающем слое аласов подвижных соединений определяется геохимической обстановкой термокарстовых котловин (Десяткин, 1992, 1993). В результате термокарстовой седиментации пород ледового комплекса в аласных отложениях образуется ряд аутогенных вторичных минералов (Строение..., 1979; Pewe, Journaux, 1983). К ним относятся кальцит, марганцовистый кальцит, доломит, гидроокислы железа, магнетит, мельниковит, пирит, вивианит. Образование минералов при термокарстовом седиментогенезе способствует накопле-

нию в составе почвообразующих пород аласов большого количества солей натрия (особенно в виде соды) и формированию гидрокарбонатно-натриевого, реже хлоридно-гидрокарбонатно-натриевого состава вод аласных озер. Аласные отложения отличаются от пород ледового комплекса также криогенным сложением.

Под влиянием аласного процесса за счет деятельности первичных и остаточных термокарстовых озер идет изменение содержания и состава органического вещества в почвах аласов (Десяткин, 1981, 1984, 1990, 2004). Зональные мерзлотные палевые почвы по содержанию гумуса относятся низкогумусным. В тонком гумусово-аккумулятивном горизонте их содержится до 4% гумуса, в нижележащих горизонтах В и С - 1,0-1,5%. Содержание гумуса в почвах аласов резко возрастает (Десяткин, 1981, 1984; Matsuura, Desyatkin and others, 1994a, 1994b, 1995). Этому способствуют присутствие в составе почвообразующих пород аллотонных слоев озерного и фитогенного органического материалов, а также активное протекание дернового и гумусово-аккумулятивного процессов почвообразования под луговой растительностью после выхода озерных отложений на дневную поверхность. Комбинированная озерно-почвенная аккумуляция органических веществ в почвах приводит к увеличению содержания гумуса в почвах аласов (табл. 1).

Таблица 1

Запасы углерода и азота в почвах аласа

Разрез	Растительный покров	Местоположение	Мощность деятельного слоя	Субстрат	C, кг/м ²	N, кг/м ²
AS-1	Лиственничник	Плакор	96 см	Опад	1,79	0,04
				Гумус	4,67	0,47
				Карбонаты	2,01	-
AS-2	Лиственничник	Склон	66 см	Опад	1,16	0,03
				Гумус	3,92	0,27
				Карбонаты	0,0	-
AS-5	Разнотравный луг	Опушка	90 см	Опад	3,26	0,28
				Гумус	36,53	3,17
				Карбонаты	2,25	-
AS-4	Влажный луг	Гидроморфный пояс аласа	80 см	Опад	0,39	0,02
				Гумус	65,19	5,39
				Карбонаты	6,79	-
AS-6	Настоящий луг	Мезоморфный пояс аласа	137 см	Опад	0,32	0,02
				Гумус	30,21	2,39
				Карбонаты	4,0	-
AS-3	Остепненный луг	Ксероморфный пояс аласа	260 см	Опад	0,12	0,01
				Гумус	16,26	1,79
				Карбонаты	15,7	-

Гумусово-аккумулятивные горизонты почв аласов содержат до 7-10% гумуса, а почвы, испытавшие в своем недавнем развитии озерную фазу, содержат поверхностные перегнойные или торфяные горизонты. Аласный процесс способствует накоплению в почвах термокарстовых котловин гумуса гуматного состава.

При прохождении разных фаз полициклического развития почв происходит резкая смена гидротермических условий почвообразования, которая вызывает перестройку комплекта доминирующих элементарных почвенных процессов. Установлено, что даже при кратковременном воздействии изменившихся биоклиматических условий, почвы разного генезиса ведут себя неоднозначно (Гаджиев, Дергачева, 1995). Частая смена биоклиматических основ почвообразования в аласах обуславливает слабую выраженность в генезисе почв какого-либо одного ведущего элементарного почвенного процесса, накладывая в почвах аласов сложное сочетание, меняющих друг друга элементарных процессов.

Цикличность климатических условий вызывает постоянные колебания водности аласов. Даже при относительно коротком вековом цикле (в течение всего времени существования аласов их было около 120—170) аласы могут по одному разу максимально обводняться и иссушаться. Внутри вековых ритмов действуют кратковременные циклы (Брюкнера, Хейла и 11-летние солнечной активности), в течение которых степень увлажнения, следовательно, и природный облик аласов претерпевают заметные изменения.

Формирование почвообразующих пород в аласах осложняется динамическими процессами рельефа днища котловин (пучения и просадки), которые в отдельные водообильные периоды вызывают миграцию озер и тем самым в ходе длительного эволюционного развития аласных ландшафтов обуславливают постепенную переработку отложений по всей площади котловин (рис. 2). В результате влияния перманентного аласного процесса в ходе многократной циклической смены гидроморфной и ксероморфной стадий, приводящих к расширению термокарстовых котловин, в аласах идет формирование многослойных донных отложений. При высыхании озер донные отложения выходят на дневную поверхность и становятся субстратом для формирования почв аласов. Гетерогенная слоистость аласных отложений способствует нарушению классического строения профиля почв (т. е. упорядоченную смену сверху вниз горизонтов А—В—С), формирующихся на них, и приводит к появлению в профиле аласных почв не только поверхностных, но и погребенных двух-трех органических горизонтов лимнического и болотного генезиса (рис. 3). Такие горизонты нами обозначаются индексом LD, ко-

торый обозначает первые буквы английского слова *Lakustrine deposits*, в переводе означающего «озерные отложения». Горизонт часто представлен оторфованными сапропелевыми отложениями, реже, окarbonаченными слоями с утяжеленным гранулометрическим составом в результате заиления ныне погребенной поверхности почв в бентальных условиях при прохождении ими озерной фазы развития. Количество горизонтов LD при этом показывает, сколько циклов метаморфического развития проходила та или иная почва. Мощность гор. LD дает представление о продолжительности фаз озерного и болотного развития.

При наступлении ксероморфной стадии аласного почвообразования по мере выхода гетерогенных отложений на дневную поверхность на них начинают формироваться аласные почвы. Различия гидротермических условий разных экосистем аласов обуславливают развитие на них определенных типов растительности, образования и разложения органической массы, последняя влияет на степень выраженности и направленность элементарных почвенных процессов на конкретных частях аласов и в совокупности приводит к образованию различных типов почв в период протекания ксерофильной стадии почвообразования. В этой стадии развития эволюция почв аласов может включить болотную, луговую и степную фазу (рис. 4).

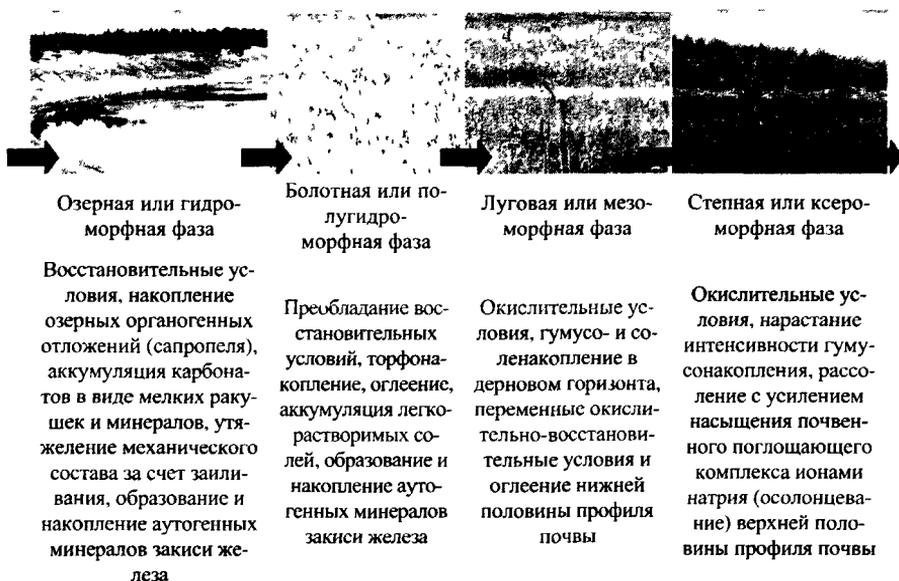


Рис. 4. Схема полициклического почвообразования в аласах

Подобная схема постгидроморфной эволюции почвенного покрова широко распространена в аридных областях. Г.С. Куст (1994) на водно-аккумулятивных равнинах полупустынных, сухостепных и степных территорий в случае прогрессирующей засушливости отмечает прохождение почвами отдельных стадий эволюции вплоть до достижения климатогенного климакса. Особенности строения, состава и свойств почв аласов во время ксерофильной стадии развития на примере современного состояния почвенного покрова рассматривается в последующих главах.

Глава 4. Почвы таежно-аласных ландшафтов зоны средней тайги

Описание и генетическую характеристику почв аласов Центральной Якутии проведем на примере почвенного покрова стационара ИБПК СО РАН (рис. 5). С точки зрения почвенно-географического районирования исследуемая территория находится в пределах бореального (умеренно-холодного) пояса Восточно-Сибирской мерзлотно-таежной области, в Центрально-якутской провинции среднетаежной подзоны мерзлотно-таежных и палевых почв (Почвенно-географическое..., 1962, 1977; Добровольский и др., 1980).

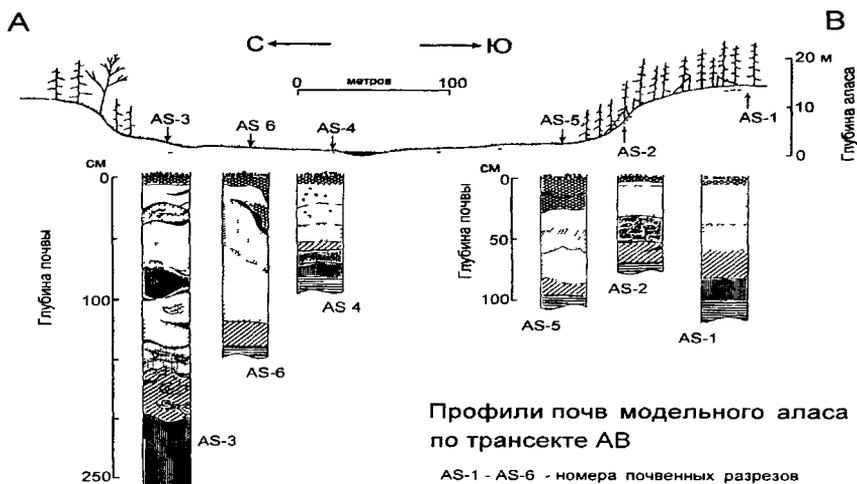


Рис. 5. Расположение почвенных профилей на аласном стационаре

Вокруг аласа на плакоре развиты зональные, мерзлотные палевые слабоосолоделые почвы, сформированные на древнеаллювиальных карбонатных лессовидных суглинках (разрез AS-1). Формула строения профиля их следующая: O1 (0-2(4) см) - A (2(4)-9 см) - E (9-15 см) - B (15-43 см) - Bca (43-68 см) - BCca (68-88 см) - Dca (88-138 см). Гранулометрический состав мерзлотных палевых почв имеет двучленное строение (табл. 2), причем верхняя часть почвы под лесом представлена легким суглинком. Некоторое увеличение илистой фракции в горизонте B почвы под лесом объясняется слабым выносом илистых частиц из гумусово-аккумулятивного и элювиального горизонтов в нижележащий. Гранулометрический состав нижней части профиля (с глубины 35-43 см) представлен супесью, а самые нижние горизонты - песком. Двучленность почвообразующих пород обусловлено генезисом пород ледового комплекса. Прослеживается прямая корреляция между валовым химическим составом палевых почв и их гранулометрическим, в горизонтах с более легким гранулометрическим составом наблюдается повышенное содержание кремния. В почвах под лесом характерна дифференциация профиля по содержанию элементов силикатной группы (Si, Al, Fe): в иллювиальных горизонтах (B, Bca) наблюдается некоторое утяжеление гранулометрического состава почвы, здесь же сокращается содержание SiO_2 и соответственно увеличивается количество полуторных окислов. Такое распределение элементов указывает на присутствие процесса оглинивания средней части почвы. В карбонатном горизонте резко повышается содержание окислов кальция и магния, что также вполне связано с их выносом из вышележащих горизонтов и накоплением в средней части профиля. Почвы содержат значительное количество калия и натрия, что видимо, обусловлено заметным участием в составе почвообразующих пород щелочных полевых шпатов.

Мерзлотные палевые почвы в гумусовом горизонте имеют слабокислую реакцию, которая с глубиной переходит в нейтральную, а затем в щелочную (табл. 2). Поглощающий комплекс палевых почв насыщен основаниями. Емкость поглощения почв данных разрезов невысокая, с глубиной наблюдается ее снижение и свидетельствует что поглощение катионов осуществляется органическими и органо-минеральными компонентами почвенного субстрата. Присутствие поглощенного натрия в составе обменных оснований в почве указывает на ее солонцеватость. В мерзлотных палевых почвах преобладает аккумулятивный характер распределения органических веществ (Десяткин, 1981a, Matsuura, Desyatkin and others, 1994a, 1994b, 1995, 1997). Максимум его содержится в

Таблица 2

Физико-химические свойства почв

№	Горизонт, глубина, см	Гумус, %	Азот валовой, %	С N	рН водный	Емкость обмена, мг-экв/100г	% Na от ЕКО	Са СО ₃ %	Сумма солей, %		Сумма частиц, %	
									4	5	6	7
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
Мерзлотная палевая слабоподзолистая почва, разрез 31-89 (AS-1)												
1	O1	19,16*	0,79	14,07	5,3	-	-	-	-	-	-	-
2	A	7,25	0,36	11,68	6,6	-	-	-	-	19,5	10,2	-
3	E	0,63	-	-	7,9	4,6	5,6	0,14	0,067	20,4	11,8	-
4	B	15-43	-	-	8,1	13,5	3,2	0,59	0,086	24,7	16,2	-
5	Bca	43-68	0,06	16,24	8,2	10,6	4,9	1,26	0,166	11,8	6,5	-
6	BCsa	68-88	-	-	8,7	5,5	4,7	1,32	0,076	17,0	9,2	-
7	Dca	88-130	0,29	-	8,7	7,8	3,3	6,78	0,118	6,9	5,0	-
Мерзлотная палевая почва на пашне, разрез 30-89 (AS-7)												
8	Ap	1,34	0,04	19,43	8,1	14,0	4,9	-	0,148	26,6	17,4	-
9	AB	15-25	0,07	8,70	6,7	8,1	8,5	-	0,082	29,4	16,9	-
10	B	25-35	0,03	16,24	8,5	11,6	5,9	3,24	0,107	24,6	13,3	-
11	Bca	35-71	0,09	9,34	8,8	6,9	9,9	17,45	0,211	11,4	6,7	-
12	BC	71-96	-	-	8,8	3,1	10,0	-	0,054	1,6	0,8	-
13	D	96-200	0,10	-	7,9	3,0	8,6	-	0,047	1,1	0,3	-
Аласная луговая переходная почва, разрез 4-90 (AS-5)												
14	T3d,ca	0-7	1,16	15,64	7,9	19,2	3,6	4,56	0,114	-	-	-
15	ABca	7-10	0,63	9,10	8,2	15,7	4,4	8,78	0,104	15,8	8,0	-
16	LDca	10-31	1,01	12,74	8,2	10,3	5,1	8,82	0,096	5,6	4,2	-
17	Bfe	31-94	0,03	14,69	8,5	4,8	7,1	-	0,055	4,8	3,9	-
18	Bh,ca	31-94	0,05	13,80	8,7	7,5	4,5	0,63	0,086	10,9	5,3	-
19	LDg,ca	94-112	4,86	12,81	8,8	4,0	8,4	1,81	0,069	4,0	3,4	-

Продолжение таблицы 2.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Аласная остепленная почва, разрез 1-90(AS-3)											
20	Ad,ca 0-10	18,14*	1,15	9,14	8,8	6,6	2,6	7,14	0,039	4,2	2,9
21	ABca 10-19	1,84	0,09	11,86	9,6	4,3	4,0	8,67	0,058	8,7	4,2
22	B1ca 19-40	0,17	-	-	9,7	5,1	3,3	7,72	0,081	6,9	4,9
23	B2 40-118	1,38	0,06	13,34	9,6	6,2	5,7	-	0,082	11,4	6,6
24	B2h,ca 40-118	3,25	0,17	11,09	9,3	9,1	9,5	5,23	0,104	8,2	6,2
25	LDca 118-129	6,44	0,44	8,49	9,2	13,8	9,4	3,22	0,137	14,4	5,5
26	B3,ca 129-142	1,62	0,09	10,44	9,3	6,8	7,6	0,25	0,086	18,4	9,1
27	Bg 142-160	1,29	0,06	12,47	9,4	6,3	5,6	-	0,083	6,2	4,4
28	LDg,ca 160-190	5,04	0,33	8,86	9,5	10,4	6,7	3,27	0,116	13,4	8,2
29	D 190-240	0,43	-	-	9,2	3,4	10,4	-	0,068	4,5	4,1
Аласная дерново-луговая почва, разрез 2-90(AS-6)											
30	A/Г3d,ca 0-6	17,26*	0,83	12,06	10,0	17,8	19,5	7,23	0,448	16,5	6,0
31	A/LDca 6-15	17,48*	0,94	10,79	10,4	16,1	36,7	7,14	0,408	13,9	7,1
32	B1 15-39	2,28	0,13	10,17	10,4	6,4	32,6	0,39	0,156	13,2	5,8
33	B2 39-134	0,76	0,04	11,02	9,7	7,4	14,1	0,18	0,127	8,7	5,8
34	B2h,ca 39-134	1,30	0,07	10,77	9,6	11,8	19,2	2,42	0,310	14,7	7,0
35	LDg,ca 134-147	10,63	0,85	7,25	9,4	10,8	11,3	6,16	0,134	30,5	13,5
36	Gca 147-173	1,08	0,04	15,66	9,5	9,6	10,9	0,37	0,107	21,2	11,2
Аласная торфянисто-глеевая почва, разрез 3-90(AS-4)											
37	LDd,ca 0-11	38,66*	1,89	11,86	8,5	24,6	24,0	14,33	0,797	-	-
38	LD1ca 11-47	36,38*	1,73	12,20	8,5	16,9	8,7	17,24	0,135	-	-
39	LD2ca 47-72	24,43*	1,25	11,34	8,5	8,4	6,3	17,79	0,082	19,0	6,9
40	Bg,ca 72-106	1,84	0,09	11,86	8,7	8,8	9,7	2,04	0,071	10,3	4,6
41	LDg,ca 106-115	2,71	0,15	10,48	8,2	11,6	5,9	2,09	0,316	22,5	9,0

Примечание: *) – потеря при прокаливании

верхнем гумусово-аккумулятивном горизонте (табл. 2). С глубиной наблюдается постепенное уменьшение количества гумуса. Это обусловлено поверхностным поступлением растительного опада и неглубоким распределением корневых систем растений. Содержание азота в гумусе палевых почв низкое, отношение $C : N$ в верхнем горизонте составляет 14,1, с глубиной несколько сужается.

В аласной котловине развиваются своеобразные, имеющие полигенетический профиль почвы. В пределах пояса недостаточного увлажнения аласа сформированы остепненные почвы на неоднородных озерно-аласных отложениях (разрез AS-3). Формула строения профиля их следующее: Ad_{ca} (0-10 см) - AB_{ca} (10-19 см) - B1_{ca} (19-40 см) - B2/B2h_{ca} (40-118 см) - LD_{ca} (118-129 см) - B3_{ca} (129-142 см) - Bg (142-160 см) - LDg (160-190 см) - D (190-240 см). Гранулометрический состав почв гетерогенен, потому что они образованы на слоистых разнородных аласных отложениях (табл. 2). Гранулометрическая неоднородность почв обуславливает различие минералогического, следовательно, и валового их состава. Особенностью всего профиля выступает очень высокое содержание окиси алюминия по всему профилю. По сравнению с почвами межаласья здесь также заметно повышается содержание окислов железа, кальция, магния и калия, количество окисла кремния, наоборот, значительно снижается. Во время неоднократного прохождения почвой переменного режима фаз озерного и болотного, а затем и лугового и остепненного развития вся ее толща испытывала то длительные восстановительные, то - окислительные условия, которые привели к обогащению всего профиля почвы полуторными окислами. А увеличение содержания окислов кальция и магния связано с окислением донных отложений озера за счет аккумуляции известковистых панцирей пресноводных ракушек и аутогенных минералов (Десяткин, 1983г). Реакция остепненной почвы сильнощелочная, за исключением дернового гумусово-аккумулятивного горизонта. Снижение почвенной реакции в самом верхнем почвенном слое является результатом периодической промывки под влияния поверхностных и нисходящих токов влаги. Емкость поглощения невысокое, содержание значительного количества ионов натрия указывает на солонцеватость остепненной почвы. Почва не засолена, содержание солей несколько увеличивается лишь в горизонтах с более тяжелым механическим составом, которые расположены ниже глубины 40 см. Содержание гумуса в остепненной почве невысокое, наиболее высокие содержание гумуса отмечены в гумусово-аккумулятивном (Ad) и погребенных горизонтах озерного происхождения (Bh, LD). В отличие от палевых почв, гумус верхних горизонтов ос-

тепненных почв более обогащен азотом, что свидетельствует сокращение отношения C:N (8,2-11,9). В нижних горизонтах в содержании углерода заметную роль играют карбонаты (Matsuura, Desyatkin and others, 1994a, 1994b, 1995).

На нормально увлажненных участках аласа под настоящими лугами получили развитие аласные дерново-луговые почвы (разрез AS-6) с формулой строения профиля: A/T3d,ca (0-6 см) - A/LDca (6-15 см) - B1(15-39 см) - B2/Bh,ca (39-134 см) - LDg,ca (134-147 см) - Gca (147-180 см). Морфологическое строение почвы неоднородное, она в своем профиле сверху имеет дерново-перегнойный и погребенный перегнойный горизонты, в нижней половине выделяется прослойка озерных отложений с более тяжелым гранулометрическим составом (табл. 2). Неоднородность почвообразующих пород не позволяет установить какие-либо закономерности изменения количества отдельных гранулометрических фракций по профилю в результате почвообразования. Колебания содержания физической глины, скорее всего, здесь связаны с аласным процессом. Валовой состав почв в высокой степени коррелирует с изменением их гранулометрического состава. Верхние горизонты в силу озерного происхождения богаты органикой и карбонатами. За счет этого в горизонтах A/T3d,ca и A/LDca кремния мало, но повышено количество железа, кальция, магния, натрия, фосфора и марганца. В нижележащем горизонте B1 резко возрастает содержание кремния и снижается количество всех элементов, за исключением калия, доля которого в горизонте B1 повышается, видимо, за счет большого количества калий содержащих минералов в песчаной фракции. В горизонте LDg,ca, также в надмерзлотном глеевом слое несколько снижается содержание кремния и относительно повышается количество Al, Fe, Ca, Mg и Mn, что в значительной степени предопределено более тяжелым гранулометрическим составом данных горизонтов. Луговые почвы аласа имеют сильную и очень сильную щелочную реакцию, обусловленные большим содержанием соды в составе легкорастворимых веществ. Емкость поглощения органогенных горизонтов высокая, с глубиной она снижается, что объясняется главным образом уменьшением в их составе органогенных коллоидов. Большое количество поглощенного натрия придает солонцовые качества. Содержание легкорастворимых солей высокое, по содержанию плотного остатка и соды дерново-луговые почвы следует отнести к солочаковатым почвам. По содержанию органического вещества верхние горизонты относятся к перегнойным и содержат значительное количество неположительно разложившихся растительных остатков. В нижних горизонтах содержание гумуса резко сокращается. Гумус

дерново-луговой почвы средне обогащен азотом, отношение C : N варьирует от 10,2 до 12,5. Подобные закономерности распределения состава и свойств наблюдается у луговых переходных почв, сформированных на опушке леса (разрез AS-5), морфологическое описание которых соответствует формуле: T3d,ca (0-7 см) - ABca (7-10(14) см) - LDca (10(14)-31 см) - Bfe (31-94 см) - LDg,ca (94-112 см) - D (112-136 см).

На самых пониженных участках днища, вокруг озера развиты аласные торфянисто-глеевые почвы на неоднородных озерных органогенно-минеральных отложениях (разрез AS-4). Формула строения профиля их следующая: LDd,ca (0-11 см) - LD1ca (11-41 см) - LD2ca (41-72 см) - Bg,ca (72-106 см) - LDg,ca (106-115 см) - Gca (115-136 см). В этих почвах в настоящее время процессы оглеения сопровождаются озерным осадко-накоплением и торфонакоплением (Десяткин, 1983, 1984). Присутствие озерных отложений способствуют утяжелению гранулометрического состава отдельных горизонтов и предопределяют их насыщенность карбонатами (табл. 2). Заболоченная почва аласа имеет сверху мощную торфяную толщу представленную горизонтами LDd,ca, LD1,ca и LD2ca, ниже которой четко выделяются оглееный и глеевый слои. Оторфяненные озерные отложения содержат значительное количество минеральной примеси, потеря прокаливания этих горизонтов колеблется от 24,4 до 38,7 %. Гранулометрический состав минеральной части представлен неоднородными отложениями, здесь наблюдается чередование среднего суглинка с прослоем супеси в средней части. Данные валового и микроэлементного состава показывают, что в торфяных горизонтах повышается содержание окислов кальция, магния, фосфора и марганца. Реакция почвенной среды по всему профилю щелочная. Емкость поглощения в органогенных горизонтах высокая, в глееватом и глеевом - низкая. В составе поглощенных оснований верхнего горизонта значительную долю занимает натрий, придавая этим почвам солонцеватые свойства. Почва также сильно засолена, максимальная концентрация легкорастворимых солей обнаружена в верхнем горизонте, где содержание плотного остатка доходит до 0,797%, с глубиной их содержание уменьшается. Содержание азота в составе органических веществ торфянисто-глеевых почв слабое, отношение C:N колеблется от 10,5 до 12,2.

Для реконструкции эволюции почв аласов проведено спорово-пыльцевого анализ почвенных образцов аласов (Katamura, Desyatkin and others, 2002; 2003, Desyatkin and others, 2003). По спорово-пыльцевому анализу в торфянисто-глеевых почвах аласного стационара выделяется три разнородных слоя в глубинах: 0-26, 26-78 и 78 см и глубже (рис. 6).

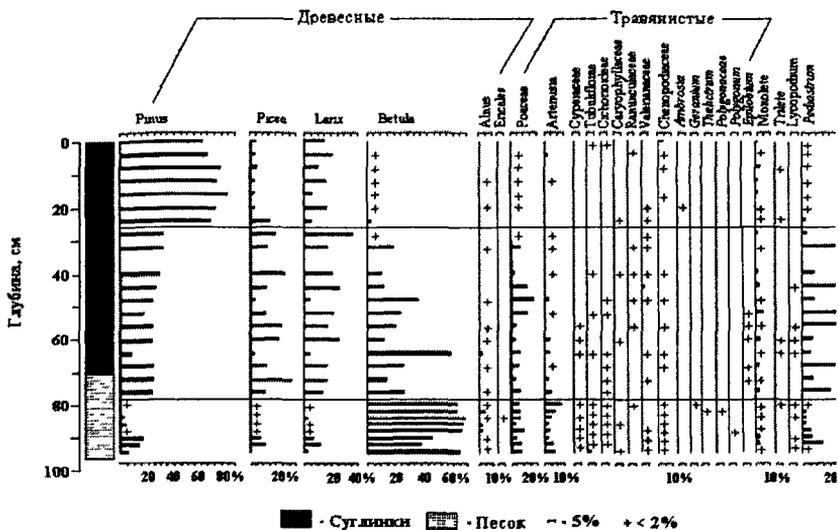


Рис 6. Спорово-пыльцевой спектр луговой почвы аласа Бьнас

Изменения спорово-пыльцевого состава данной почвы свидетельствует, что начальный период почвообразования происходил в окружении кустарниково-лиственничного леса (зона 78 см и глубже). Во время формирования средней части почвообразующих пород (зона 26-78 см) наблюдается замещение кустарниково-лиственничных лесов лиственнично-еловыми. В период накопления самих верхних слоев почв (зона 0-26 см) состав спорово-пыльцевого комплекса уже соответствует современной растительности. Для определения времени образования генетических горизонтов проведена радиоуглеродная датировка органических остатков (Десяткин, 1984; Katamura, Desyatkin and others, 2002; 2003). Полученные результаты датировок свидетельствуют, что самые нижние погребенные горизонты почв зрелых аласов Тунгюлюнской равнины Лено-Амгинского междуречья были сформированы в период бореального потепления (около 8500 лет тому назад). Погребенные горизонты в средней части профиля образованы в атлантическое время (около 5500 лет тому назад), а современные дерново-гумусовые горизонты почв начали формироваться в субатлантическое время (более 2000 лет тому назад). Все датированные слои почв сформированы во время прохождения почвами гидроморфной фазы развития.

Таким образом, на примере характеристики почв стационарного аласа ИБПК СО РАН показано, что почвы аласных котловин разнообразны

разны по строению, составу и свойств и относятся к разным типам. Динамика водообильности аласной котловины в зависимости от колебаний климата, приводящее к сильной флуктуации озера и большим колебаниям влагообеспеченности деятельного слоя, оказывает большое влияние на формирование почвообразующих пород аласов, придавая полициклический характер строения профиля почв. Результаты спорово-пыльцевого анализа и радиоуглеродной датировки почвенных образцов аласов позволили выявить продолжительность и цикличность аласного почвообразования и дали материал для реконструкции эволюции почвенного покрова таежно-аласных ландшафтов Центральной Якутии за время их существования.

В автоморфных условиях внемёрзлотной области почвообразование с момента распада ледникового покрова идет непрерывно по восходящей линии (Гаджиев, 1982). Как показывают результаты изучения почв аласов, в отличие от этого, аласное почвообразование в послеледниковое время идет по законам циклических ритмов, проходя периодически две стадии и четыре фазы развития. Такой механизм почвообразования в аласах указывает доминирование в почвообразовании перманентного метаморфоза, вызываемого непрерывным и существенным изменением факторов почвообразования в продолжительный период времени. Как отмечает Н.А. Караваева (1982) в течение всего периода изменения фактора почва находится в состоянии непрерывных смен. Саморазвитие почвы не наступает, пока фактор не стабилизируется. По этой причине в почвах аласов часто отсутствует нормальное строение профиля, почвы имеют сложное полигенетическое строение и вытекающие отсюда неоднородный состав и свойства, а почвенный покров аласа сложную пространственную пестроту. Отмеченные особенности почв и почвенного покрова аласов в условиях перманентной динамики энерго- и влагообеспеченности играют большую роль в круговороте веществ таежно-аласных экосистем (Sawamoto, Desyatkin and others, 1999, 2003; Morishita, Desyatkin and others, 2001,2002, 2003,2003; Vygodskaya and others, 1997).

Глава 5. Сравнительная характеристика почвообразования в долинах рек и на аласах Центральной Якутии

Для проведения сравнительной характеристики почв и почвообразования в долинах рек и в аласных котловинах нами проведено изучение почв и почвенного покрова долины реки Амга, которая представляет собой типичную равнинную реку с характерным для рек Центральной Якутии почвенным покровом (рис. 7).

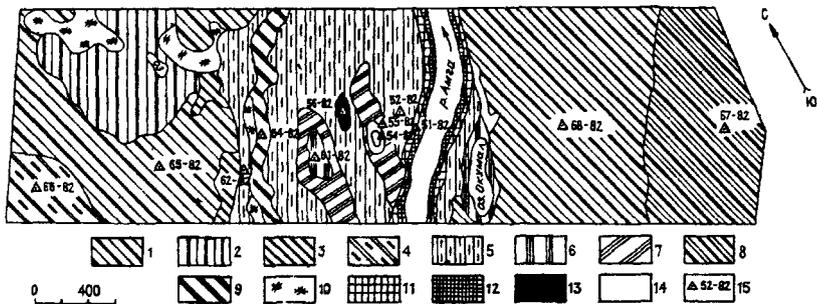


Рис. 7. Почвенная карта долины среднего течения реки Амга

Почвы: 1 – мерзлотные палевые карбонатные; 2 – комплекс аласных почв, 3 – мерзлотные палевые солонцеватые (на раскорчевках); 4 – мерзлотные палевые осолоделые; 5 – мерзлотные дерново-лесные; 6 – мерзлотные дерново-глеевые; 7 – мерзлотные дерново-луговые; 8 – мерзлотные таежные; 9 – мерзлотные дерново-болотные; 10 – эродированные термокарстом участки (байджерахи), 11 – мерзлотные дерново-луговые слоистые; 12 – мерзлотные аллювиальные слоистые; 13 – мерзлотные черноземовидные; 14 – степные криоаридные; 15 – почвенные разрезы.

Почвообразование в долинах рек и на аласах имеет большие отличия. Прежде всего, они обусловлены тем, что эти формы рельефа занимают разные положения в ландшафтной оболочке Земли. Г.В. Добровольский (1968) реки рассматривает как естественные дрены суши. На любом отрезке долины реки выделяются местные зоны выноса, транзита и аккумуляции. В этом отношении низкие надпойменные террасы относятся к транзитным ландшафтам, а пойма - к частично дренируемым аккумулятивным гидроморфным ландшафтам. Совсем иное место в ландшафтной оболочке занимают аласы. Это - геохимически замкнутые котловинные формы рельефа, представляющие собой местный базис эрозии и центр субаквальной аккумуляции для локальных территорий.

Почвообразование в поймах и на аласах протекает на совершенно разных субстратах. В поймах почвообразование протекает в условиях накопительного баланса в отношении глинистых минералов, гумуса, карбонатов, элементов питания растений и водорастворимых солей. Наблюдается также постоянное омоложение почвы систематическим вовлечением в почвообразование новых порций аллювия, сопровождаемое ростом почвы вверх. На аласах при их образовании сингенетически формируются переотложенные термокарстовым седиментогенезом полициклические гетерогенные отложения. Каждый цикл гидроморфной стадии развития аласов вызывает рост почвы: вверх, формируя два прося: нижнего - минерального и верхнего - органогенного. Баланс почвообразования здесь также положительный, но с явным преобладанием

над всеми другими поступлениями засоления, которое с возрастом котловинных аласов прогрессирующе растет.

На среднем течении р. Амги, согласно положения В.А. Ковды об единой эволюционной цепи почв водно-аккумулятивных равнин (1973), можно выделить следующие стадии развития: в пределах поймы - гидроморфную, на низких надпойменных террасах - мезогидроморфную, на высоких террасах - палеогидроморфную, на слаборасчлененных приподнятых равнинах - протерогидроморфную и в пределах сильнорасчлененных равнин - неаавтоморфную. Все это свидетельствует о том, что почвообразование в долине Амги имеет поступательный характер, развиваясь от примитивных аллювиальных к автоморфным зональным. Несмотря на значительный возраст аласов, почвообразование здесь не имеет последовательной поступательной направленности. Для замкнутых термокарстовых котловин характерны цикличность водообильности, постоянная динамика рельефа и миграция периодически появляющихся и исчезающих озер, в совокупности составляющие своеобразный аласный процесс, определяющий метаморфизм почвообразования. Циклический метаморфизм развития почв здесь имеет две стадии: гидроморфную и ксероморфную. Внутри стадий выделяются самостоятельные фазы развития почв: озерная, болотная, луговая и степенная.

Пойменные и аласные ландшафты различаются водными режимами. Гидрологический режим рек умеренных широт характеризуется резко выраженным весенним половодьем. Вследствие насыщенности паводковых вод кислородом и поступления окисленных соединений с наилом на основной части поймы в почвах преобладает окислительная обстановка. Из аутогенных минералов в данной обстановке образуются и накапливаются гидрогетит, вад, аллофаны, гетит на центральной пойме и приустьевье, а на застойно избыточно увлажненных участках депрессий рельефа - еще и минералы закиси железа: сульфиды - гидротроилит и фосфаты - вивианит. Водный режим аласов носит циклический характер с ритмической сменой гидроморфных и ксероморфных стадий продолжительностью от нескольких до десятков и сотни лет. В гидроморфную стадию почвы аласов претерпевают длительное затопление с установлением господства анаэробнозиса, которое по мере высыхания озера постепенно меняется гидроморфными, полугидроморфными и ксероморфными условиями. В апогее ксероморфной стадии развития озера полностью высыхают или сохраняют незначительную часть площади водного зеркала, а преобладающая часть днища аласа превращается в пояс недостаточного увлажнения. Цикличность увлажненности аласов вызывает ритмическую смену окислительной и восстановительной обстановки. Образование аутогенных минералов в такой обстановке также имеет

свои особенности. Так, в периоды господства анаэробнозиса идет образование минералов группы закисного железа - пирита, мельниковита и вивианита, а по мере высыхания озера усиливается образование и накопление гидроокислов железа, кальцита и доломита. В рамках одного цикла развития аласов наблюдается импульсивное развитие жизненных форм и большие колебания их продуктивности соответственно метаморфизму обстановки. В гидроморфную стадию в озерах создаются наилучшие условия для развития планктона, бентоса и гидрофитов (рогоз, камыш, тростник, тростянка). Первые два компонента водных экосистем, хотя и имеют незначительную продуктивность, способствуют накоплению органогенных сапропелей, а последний - отложение торфа. По мере высыхания озера идет формирование поясного расположения болотной, луговой и степенной растительности аласов.

Экологические особенности почвообразования в поймах обуславливают формирование следующего комплекта господствующих элементарных почвенных процессов: на приустьевье - кольматаж и дерновый; в центральной пойме - кольматаж, гумусообразование, олуговение с участием засоления, окарбонирования и оглеения; в понижениях рельефа - кольматаж, торфообразование, оруденение и оглеение. Этим обусловлено развитие в поймах почв с полициклическим строением профиля с ограниченным участием почв с реликтовым профилем у подножий склонов и в депрессиях рельефа долин рек.

В строении морфологического профиля почв термокарстовых котловин особую роль играет аласный процесс. Гидроморфная стадия сопровождается погребением ранее сформированных почв путем накопления терригенного материала и органогенных донных осадков озер. При наступлении ксероморфной стадии появляются различные пояса увлажнения с комплектом ведущих элементарных почвенных процессов. Так, для почв гидроморфного пояса характерны торфообразование, оглеение и засоление; в нормально увлажненных почвах - гумусообразование, засоление, окарбонирование при участии ожелезнения и оглеения, и для ксероморфных почв - гумусообразование, выщелачивание (рассоление), осолодение и, частично, слитизация (рис. 4). Циклический метаморфизм развития почв аласов обуславливает развитие в них реликтового строения почвенного профиля с двумя-тремя погребенными горизонтами озерно-болотного происхождения.

Глава 6. Почвы аласов зоны северной тайги

Характеристику почв и почвенного покрова зоны северной тайги проведена на примере среднего течения реки Колыма. Территория по почвенно-географическому районированию СССР относится к Индиги-

ро-Колымской провинции очень холодных мерзлотных почв подзоны глее-мерзлотно-таежных почв северной тайги Восточно-Сибирской мерзлотно-таежной области бореального пояса (Почвенно-географическое..., 1962, 1977; Добровольский и др., 1980).

В строении Колымской низменности участвуют три типа отложений. Первичная равнина покрыта позднеплейстоценовыми озерно-аллювиальными отложениями с включениями мощных повторно-жилых льдов. Мощность этих отложений 20-25 м. Переработанные термокарстом территории заняты аласными отложениями, представленными прослоями илистых осадков и слабоуплотненных торфов. Мощность аласных отложений 2,5-3 м, часто они включают вторичные жилы и линзы льда. Современные аллювиальные отложения занимают пойму и прирусловые части реки Колымы и ее крупных притоков, представлены слоистыми песками, супесями и суглинками с прослоями торфа, реже гравия и валунов. Мощность этих отложений более 14 метров.

В почвенном покрове под зональной северотаежной растительностью преобладают глее-мерзлотно-таежные почвы (криоземы). В термокарстовых котловинах под влажными осоково-вейниковыми лугами широко распространены аласные почвы, имеющие полигенетический профиль с погребенными органогенными горизонтами. По долинам рек под луговой или кустарниковой, а иногда и лесной растительностью широко представлены мерзлотные аллювиальные и пойменные почвы.

Судя по такому интегральному показателю теплообеспеченности почв как мощность деятельного слоя, энергетика почвообразования в зоне северной тайги по сравнению с почвами Центральной Якутии имеет гораздо меньший потенциал. Так, лесные почвы зональных элементов ландшафта Колымы ко второй половине августа протаивают лишь на глубину до 0,5-0,6 м, т.е. более 2,5 раз меньше, чем лесные почвы, а почвы аласов - на глубину 0,7-0,9 м или более 3 раз меньше, чем почвы аласов Центральной Якутии. Сокращается и разница глубины протаивания между лесными и аласными почвами, в Колымских аласах почвы протаивают всего до 1,5 раз глубже, чем лесные почвы, в Центральной Якутии почвы аласов за лето протаивают в 2,0—2,3 раза глубже, чем лесные. Низкий потенциал энергетики почв зоны северной тайги замедляет скорость протекания процессов почвообразования, снижает интенсивность круговорота веществ и энергии в ландшафтах и приводит к формированию почв с содержанием горизонтов со слаборазложившихся растительных остатков на всех элементах рельефа. А сокращение разницы энергообеспеченности между почвами аласов и лесных территорий приводит к ослаблению контрастности состава и свойств зональных и интразональных почв.

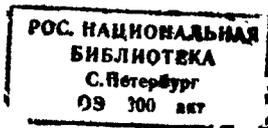
В то время как строение, состав и свойства зональных и аллювиальных почв Колымской низменности характеризуются аналогичными в других регионах показателями, в почвах аласов отмечены присущие для почв термокарстовых котловин особенности. Прежде всего, это их полигенетическое морфологическое строение, связанное с влиянием аласного процесса. Как правило, эти почвы с поверхности содержат оторфяненные горизонты, а в нижней половине профиля включают погребенные горизонты озерно-болотного генезиса (горизонты LD). Как и в аласных почвах Центральной Якутии, в горизонтах LD содержание органического вещества высокое (табл. 3). Органическое вещество в этих слоях хотя и слабо минерализованное, но по сравнению с показателями аналогичных горизонтов зональных и пойменных почв данного региона, больше содержит азота. Отношение C : N уже, чем в органогенных горизонтах других почв Колымской низменности. Поглощающий комплекс почв аласов почти полностью насыщены основаниями. В погребенных горизонтах озерных отложений в составе поглощенных оснований наблюдается относительное увеличение содержания ионов магния, связанное с особенностями озерного седиментогенеза, приводящего к связыванию подвижных форм кальция в виде аутогенных минералов и биолитов. Гранулометрический состав минеральных горизонтов почв аласов Колымской низменности неоднороден как в пространстве, так и по профилю, и может быть объяснено влиянием аласного процесса, а не воздействием

Таблица 3

Физико-химические свойства почв Колымской низменности

Почва, разрез	Горизонт, глубина, см	pH водный	Гумус, %	Азот, %	C : N	Емкость обмена, мг-экв/100 г	Ненасыщенность, %	Сумма частиц <0,01, %	Сумма солей, %
Криозем оподзоленный глееватый, P-5-85	01/02 0-2	5,7	60,05*	1,09	31,95	109,32	57,6	34,8	0,330
	Е 2-8	6,1	2,72	0,07	22,53	17,39	32,7	41,7	0,111
	ABg,fe 8-27	7,3	1,68	0,06	16,24	16,73	7,4	49,1	0,085
	Bg,fe 27-73	7,4	2,40	0,10	13,92	15,44	13,6	47,9	0,094
Мерзлотная пойменная слоистая, P-22-91	Iv 0-19	6,6	2,97	0,09	19,14	7,81	22,4	19,9	0,124
	II 19-44	6,5	2,12	0,07	17,57	13,41	18,5	25,0	0,096
	III 44-70	6,6	1,26	0,04	18,27	9,32	16,9	17,1	0,098
	IV 70-130	6,6	0,56	0,02	16,24	5,25	20,0	7,6	0,093
Аласная дерново-луговая P-2-85	T3/Av 0-9	6,00	30,63*	0,95	18,70	39,55	7,9	-	0,237
	AB 9-24	6,5	19,85*	0,79	14,57	32,45	3,4	27,4	0,147
	Bg,fe 24-53	7,7	4,65	0,21	12,84	22,98	6,9	37,2	0,127
	LD 53-67	7,2	10,97	0,47	13,54	40,67	12,0	23,3	0,101

Примечание: *) – потеря при прокаливании, %



элементарных почвообразовательных процессов. В почвах аласов Колымской низменности отмечено значительное количество водорастворимых веществ. Накопление значительно большего количества солей в почвах аласов по сравнению с зональными и пойменными почвами указывает на функционирование механизма сингенетического засоления почв при термокарстовом аласообразовании и в условиях зона северной тайги.

Глава 7. Почвы аласов тундровой зоны

Характеристика почв и почвенного покрова тундровой зоны проведена на примере дельты реки Лены. Регион по почвенно-географическому районированию СССР относится к Северо-Сибирской провинции очень холодных мерзлотных почв зоны тундровых глеевых и тундровых иллювиально-гумусовых почв Субарктики Евразийской полярной области полярного пояса (Почвенно-географическое..., 1962, 1977; Добровольский и др., 1980). В строении почвенного покрова дельты реки Лена принимают участие четыре типа ландшафтов. Самые обширные участки дельты представляют собой типичную тундру, по долинам многочисленных проток и рукавов дельты реки сформированы пойменные ландшафты, по морскому краю – приморские луга на маршевых почвах и на останцах Приморской равнины широко представлены аласно-тундровые ландшафты.

Почвообразующими породами на останцах Приморской равнины выступают позднеплейстоценовые озерно-аллювиальные отложения с включениями мощных повторно-жильных льдов. Мощность этих отложений 50-60 м. Переработанные термокарстом территории заняты аласными отложениями, представленными прослоями илистых осадков и слабоуплотненных торфов. Мощность аласных отложений 2,5-3 м. Молодые поверхности дельты сложены четвертичными и голоценовыми песками с прослоями торфа. Современные аллювиальные отложения занимают всю пойменную часть многочисленных рукавов и проток и представлены слоистыми песками, супесями и суглинками с прослоями торфа. Мощность этих отложений до 10-13 метров. По морскому краю дельты в широком спектре представлены, часто засоленные, морские отложения: илы, суглинки, пески и галечники.

Каждый тип ландшафта имеет характерный только для него почвенный покров. В почвенном покрове плакорных участков на суглинистых отложениях под зональными трещиновато-бугорковатыми тундрами развивается комплекс тундровых перегнойно-глеевых и тундровых глеевых почв, на песчаных отложениях останцов морской террасы -

тундровые подбуры. В заболоченных депрессиях тундр характерно наличие комплекса тундровых перегнойно-торфянисто-глеевых и торфяно-болотных почв. На пойменных ландшафтах в условиях низкой поймы формируются мерзлотные аллювиальные слоистые глееватые почвы, на средней - аллювиальные дерново-глеевые и на высокой - аллювиальные дерновые глеевые. По мере повышения рельефа пойменные почвы сменяются зональным комплексом тундровых глееватых и торфянистых почв. В низменных участках по краю морского берега в условиях периодического подтопления приливыми и нагонными морскими водами формируются мерзлотные маршевые почвы: примитивные, солончаки и дерново-глеевые. В аласах останцов Приморской равнины получили распространение тундровые аласные дерново-глееватые, тундровые аласные торфянисто-глееватые и тундровые аласные торфяные почвы заболоченных участков дна котловины, формирующиеся вложенными в друг на друга концентрическими кольцевыми ареалами.

Судя по мощности деятельного слоя, энергетика почвообразования в зоне тундры по сравнению с почвами северной тайги, не говоря о почвах умеренной зоны, имеет мизерный потенциал. Так, тундровые почвы на плакорах (за исключением подбуров на песках) к концу теплого периода протаивают на глубину до 0,3-0,4 м, что составляет около 2/3 мощности деятельного слоя лесных почв в зоне северной тайги. Почвы аласов тундровой зоны за лето протаивают на глубину 0,5-0,6 м, что также составляет около 2/3 глубины протаивания почв аласов Колымской низменности. Заметное снижение потенциала энергетики почв тундровой зоны по сравнению с северной тайгой еще более замедляет скорость протекания процессов почвообразования, снижает интенсивность круговорота веществ и энергии в ландшафтах. Как результат этого на всех элементах рельефа тундровой зоны формируются почвы с содержанием горизонтов, состоящих из растительных остатков, и сводится почти к нулю контрастность почв разных элементов ландшафтов по своему составу и свойствам.

В то время как строение, состав и свойства зональных, аллювиальных и маршевых почв дельты Лены характеризуются аналогичными в других регионах показателями, в почвах аласов отмечены присущие для почв термокарстовых котловин особенности. Прежде всего, это их полигенетическое морфологическое строение, связанное с влиянием аласного процесса. Как правило, эти почвы с поверхности содержат оторфяненные горизонты, а в нижней половине профиля включают погребенные горизонты озерно-болотного генезиса (горизонты LD). Как и в аласных почвах Центральной Якутии и северной тайги, в горизонтах

LD повышается содержание органического вещества (табл. 4). Гранулометрический состав минеральных горизонтов почв аласов дельты неоднороден как в пространстве, так и по профилю, и может быть объяснено также влиянием аласного процесса, а не воздействием элементарных почвенных процессов. Почвы аласов тундровой зоны не содержат значительного количества легкорастворимых веществ.

Глава 8. Экологические проблемы использования аласов в сельском хозяйстве

В результате нерационального использования природной среды появились антропогенные очаги деградации таежно-аласных ландшафтов (Десяткин, 1996, 1998, 2004, Desyatkin a. o., 1995). Для сохранения

Таблица 4

Физико-химические свойства почв дельты Лены

Почва, разрез	Генетический горизонт, глубина, см	pH водный	Гумус, %	ЕКО, мг-экв/100 г	Ненасыщенность, %	Подвиж. FeO, мг/100 г	Сумма частиц <0,01, %	Сумма солей, %
Тундровая перегнойно-глебовая, P-5-87	0I 0-3	5,2	65,71*	-	-	13,7	-	-
	A/T3 3-8	5,9	18,55*	35,2	17,0	16,9	13,7	-
	Bg 8-15	6,5	2,89	18,9	16,9	17,3	16,9	-
	G 15-22	6,7	3,82	21,7	9,2	31,9	17,3	-
Мерзлотная пойменная дерново-глебовая, P-41-94	A 0-7	7,7	3,88	18,14	19,5	5,1	9,2	0,077
	Bg 7-30	7,3	2,63	12,80	21,1	5,5	3,3	0,039
	Bfe 30-42	7,8	1,02	13,11	19,3	4,0	3,5	0,029
Тундровая аласная дерново-глебоватая, P-32-94	Cg 42-92	8,0	0,62	14,58	10,5	4,8	5,1	-
	AO 0-1	6,6	42,74*	-	-	-	-	-
	A 1-19	7,0	2,96	27,19	8,4	6,8	7,8	0,023
	Bfe 19-34	6,6	1,38	10,98	8,0	10,4	3,8	0,021
Мерзлотная маршевая примитивная, P-16-82	LDg 34-50	6,2	3,35	22,31	15,7	6,3	18,4	0,030
	LD 50-57	5,9	16,08*	51,04	41,4	14,5	13,6	0,048
Мерзлотная маршевая примитивная, P-16-82	I 0-1	6,9	3,83	26,4	13,6	3,7	19,3	1,645
	II 1-20	7,7	2,84	17,9	13,4	4,3	13,0	0,921
	III 20-40	7,2	0,64	13,7	0,0	2,6	7,8	0,767

Примечание: *) – потеря при прокаливании, %.

сельскохозяйственного производства на таежно-аласных ландшафтах необходимо приведение в соответствие масштабы антропогенного воздействия с экологической емкостью ландшафтов. Требуется расселение избытка населения в другие еще неосвоенные территории. Для сохранения средообразующей функции тайги необходимо восстановле-

ние леса на нарушенных территориях. Таковы лишь основные черты требуемых мероприятий, направленных на экологическую оптимизацию густонаселенных территорий на таежно-аласных ландшафтах Центральной Якутии.

Заключение

Эволюция биосферы Земли и современные климатические условия обусловили широкое распространение на планете зоны многолетней мерзлоты. Значительный объем многолетнемерзлых пород на равнинах занимают подземные льды, которые составляют до 50-60% объема пород ледового комплекса в умеренной зоне и до 80-90% в Субарктике. Термокарстовая деградация ледового комплекса равнинных территорий обусловила повсеместное развитие термокарстовых форм рельефа – аласов, которые на равнинах умеренной зоны Северного полушария занимают до 20-30%, на Приморских равнинах – до 70% и более территории. Аласные формы рельефа разновозрастны и разнообразны. В зоне влияния четвертичных покровных ледников встречаются реликтовые термокарстовые формы рельефа.

Замкнутые аласные котловины, как отрицательные формы рельефа, являются местным базисом эрозии и локальными центрами аккумуляции, обладают определенным объемом геохимической и экологической емкости. Внутри них действует самостоятельный внутриаласный круговорот веществ и энергии. Цикличность климатических условий вызывает постоянные колебания водности аласов и миграцию периодически появляющихся и исчезающих озер в результате пучения днищ озер. Функционирование аласных котловин и их динамика, в совокупности слагающие эволюцию всего природного облика крупных территорий криолитозоны, рассматриваются нами как единый аласный процесс. Как ландшафтообразующий процесс – аласный процесс включает следующие элементарные процессы, как образование и исчезновение озер, полициклическое расширение и углубление котловин, перманентную динамику рельефа, формирование слоистых гетерогенных почвообразующих пород и сильную дифференциацию структуры экосистем аласов.

Аласный процесс способствует специфике почвообразования в термокарстовых котловинах, которое имеет две стадии развития: гидроморфную и ксероморфную. Внутри этих стадий, а также при их переходе друг в друга функционирование аласов способствует прохождению почвами фаз самостоятельного развития: озерной, болотной, луговой и остепненной. Причем озерная фаза развития в силу больших гео-

химических отличий подразделяется на две полуфазы: первая соответствует полноводному режиму озер, вторая — усыхающему.

Аласный процесс в период господства первой полуфазы гидроморфной стадии почвообразования способствует обогащению почвообразующих пород аласов органическим веществом лимнического происхождения. При последующем медленном высыхании озерных ванн во второй полуфазе гидроморфной стадии на поверхности донных отложений накапливаются торфяные массы, которые еще больше повышают запасы органического вещества почвообразующих пород выходящих на дневную поверхность аласов. Многократная смена гидроморфной и ксероморфной стадий почвообразования в одних и тех же аласах приводит к формированию почвообразующих пород с полициклическим строением. После выхода озерных отложений на дневную поверхность начинается ксероморфная стадия развития почв аласов в условиях «нормального» функционирования широкого спектра элементарных почвообразующих процессов. В период ксероморфной стадии развития почв аласов в процессе почвообразования доминирующее влияние оказывают зональные факторы климата, обеспечивающего энергетическую основу и интенсивность протекания элементарных процессов почвообразования, и растительной формации, определяющая направление и вырженность потоков круговорота веществ.

Почвы аласов разнообразны по строению, составу и свойствам и относятся в соответствии с условиями увлажнения к разным типам. Аласные болотные и заболоченные почвы под влажными лугами занимают самые пониженные участки аласов вокруг озер и временных водоемов. Они формируются на озерных органогенных отложениях. Аласные луговые почвы приурочены к нормально увлажненным участкам днищ котловин. Часто они эволюционируют из бывших гидроморфных почв, имеющих торфяные и сапропелевые горизонты. Иногда их возникновение может быть сопряжено с перерождением остепненных почв под влиянием усиления гидроморфности. Аласные остепненные почвы развиваются на участках недостаточного увлажнения. По содержанию гумуса эти почвы следует подразделить на темно-серые остепненные (гумуса более 5%) и на серые остепненные (гумуса менее 5%). К темно-серым остепненным почвам, занимающим пониженное положение по рельефу, относятся почвы, вышедшие из озерно-болотной фазы своего развития и формирующиеся под остепненными лугами. К серым остепненным почвам относятся почвы, образующиеся под луговыми степями на высоких участках днищ аласов, не претерпевая резкой смены условий почвообразования длительное время.

Аласное почвообразование имеет распространение по всей мерзлотной области, занимающей на Земле десятки миллионов квадратных километров, и развивается в котловинных формах рельефа, образующихся за счет деградации грунтовых льдов. В термокарстовых котловинах зоны северной тайги и тундры почвообразование протекает под влиянием аласного процесса, который обуславливает сингенетическую дифференциацию профиля почв аласов. В то время как строение, состав и свойства зональных, аллювиальных почв северной тайги и тундры, а также маршевых почв характеризуются аналогичными в других регионах показателями, в почвах аласов этих регионов отмечены присущие для почв термокарстовых котловин особенности: полигенетическое морфологическое строение, поверхностные торфянистые горизонты, погребенные горизонты озерно-болотного генезиса LD.

Проведение сравнительной характеристики формирования почв в поймах рек, на побережье моря и в аласных котловинах позволило выявить специфику аллювиального, маршевого и аласного почвообразования. Специфика почвообразования на этих близких по генезису элементах рельефа Земли, где процессы формирования почв происходят при главенствующем участии поверхностных вод, особенно полно характеризуется при сопоставлении комплекса элементарных почвенных процессов. Так, экологические особенности почвообразования в поймах обуславливают формирование следующего комплекта господствующих элементарных почвенных процессов: на приустьевье - кольматаж и дерновый; в центральной пойме - кольматаж, гумусообразование, олуговение с участием засоления, окарбоначивания и оглеения; в понижениях рельефа - кольматаж, торфообразование, оруденение и оглеение. Этим обусловлено развитие в поймах почв с полициклическим строением профиля с ограниченным участком почв с реликтовым профилем, формирующихся у подножий склонов и в депрессиях рельефа. На маршах южного побережья Ледовитого океана в почвообразовании принимает участие следующий комплект господствующих элементарных почвенных процессов: на самых молодых низких участках побережья - кольматаж и засоление; в средней части - кольматаж, дерновый, гумусообразование, олуговение с участием засоления, окарбоначивания и оглеения; на высоких краевых участках - торфообразование и оглеение. Этим обусловлено развитие на маршах почв с нормальным строением профиля с ограниченным участком почв с реликтовым профилем, формирующихся при циклической трансгрессии и регрессии акватории с участием криогенных процессов.

В отличие от пойменных и маршевых почв в морфологическом строении профиля почв термокарстовых котловин особую роль играет

аласный процесс. Гидроморфная стадия сопровождается погребением ранее сформированных почв путем накопления терригенного материала и органогенных донных осадков озер. При наступлении ксероморфной стадии появляются различные пояса увлажнения с комплектом ведущих элементарных почвенных процессов. Так, для почв гидроморфного пояса характерны торфообразование, оглеение и засоление; в нормально увлажненных почвах - гумусообразование, засоление, окарбоначивание при участии ожелезнения и оглеения, и для ксероморфных почв - гумусообразование, выщелачивание (рассоление), осолодение и, частично, слитизация. Циклический метаморфизм развития почв аласов обуславливает развитие реликтового строения почвенного профиля с двумя-тремя погребенными горизонтами LD озерно-болотного происхождения.

Обобщение и анализ наколенного материала выявили специфику почвообразования в аласах (Десяткин, 1980а, 1981, 1984а, 1990, 1992а), обнаружено существование своеобразного аласного процесса, приводящего к формированию особых сложно профильных почв, не имеющих аналогов вне криолитозоны (Десяткин, 1984а, 1990, 1992а; Десяткин, Сотникова, 1982; Десяткин, Романов, 1989; Desyatkin, 1991, 1993). На основании больших отличий в генезисе, строении и составе почв термокарстовых котловин предлагалось в классификации почв выделить в особую группу – группу аласных почв (Десяткин, 1984а; Еловская, 1987).

Основы оптимизации антропогенного воздействия на замкнутые геосистемы включают широкий комплекс мероприятий, подразделяемых на два основных направления: рациональное использование аласов и природоохранные мероприятия. В основу оптимизации антропогенного воздействия должны быть заложены региональные предельно допустимые нормы антропогенной нагрузки (концентрация производства, освоение новых площадей из-под тайги и т. д.).

Список основных работ, опубликованных по теме диссертации

Монографии

1. Десяткин Р. В. Почвы аласов Лено-Амгинского междуречья. Якутск: ЯФ СО АН ССР. 1984. 168 с.
2. Десяткин Р.В., Романов В.И. Почвы долины среднего течения реки Амги. Якутск, 1989. 120 с.

Научные статьи

3. Десяткин Р. В. Некоторые особенности почвообразования и характера растительности аласов Лено-Амгинского междуречья, их рациональное использование и охрана. — *Вести. Ленингр. ун-та*, 1980,а, № 18, с. 72—79.
4. Десяткин Р. В. Содержание и состав гумуса в почвах аласов Лено-Амгинского междуречья. — *Вести. Ленингр. ун-та*; 1981, № 6, с. 75– 82.

5. Десяткин Р. В., Сотникова И. С. Об аласном типе почвообразования.— **Вести. Ленингр. ун-та**, 1982, № 24, с. 105—108.
6. Десяткин Р.В., Сотникова Н.С. К уточнению метода определения поглощенного натрия - **Почвоведение**, 1982, N 2. С. 147-149.
- 7 Десяткин Р.В. Влияние термокарстовых озер на состав и свойства почв аласов // Вопросы рационального использования и охраны природных ресурсов разнотипных озер криолитозоны: Сборник научных трудов. - Якутск, 1983. С. 58-63.
8. Десяткин Р.В. Сапропель в профиле аласных почв // Сапропель в сельском хозяйстве: Сборник научных трудов. - Якутск, 1983. С. 76-85.
9. Десяткин Р.В. К вопросу эволюции почв аласов Центральной Якутии // История развития почв СССР в голоцене. Пушино, 1984. С. 116-117.
10. Десяткин Р.В. О почвах аласов Лено-Амгинского междуречья // Мерзлотные почвы Якутии и их использование: Сборник научных трудов. - Якутск, 1984. С. 14-20.
11. Десяткин Р.В. Солонцовые комплексы криогенных почв котловинных аласов Центральной Якутии // Проблемы почвенного криогенеза. Сыктывкар, 1985. С. 22-23.
12. Десяткин Р.В. Почвы // Растительный и животный мир дельты реки Лены: Коллективная монография. - Якутск, 1985. С. 15-23.
13. Десяткин Р.В. Проблемы рационального использования аласов // Использование и охрана сельскохозяйственных ресурсов Якутии: Сборник научных трудов. - Якутск, 1988. С. 18-28.
14. Десяткин Р.В. Динамика и метаморфизм СПП аласов Центральной Якутии // Бюлет. Почвенного ин-та им. В.В.Докучаева, М., 1988, N 47. С. 25-26.
15. Десяткин Р.В. (в соавторстве) Агропроизводственная группировка мерзлотных почв // Атлас сельского хозяйства Якутской АССР. М., 1989. С. 34.
16. Десяткин Р.В. Специфика почвообразования в аласах - **Почвоведение**, 1990, N 12. С. 5-15.
17. Десяткин Р.В. Сравнительная характеристика почвообразования в долинах рек и аласах Лено-Амгинского междуречья // Генезис и мелиорация почв Якутии: Сборник научных трудов. - Якутск, 1991. С. 3-9.
18. Десяткин Р.В., Тетерина Л.В. Почвы дельты реки Лены // Генезис и мелиорация почв Якутии: Сборник научных трудов. - Якутск, 1991. С. 55-66.
19. Desyatkin R.V. Soil formation alases // **Eurasian Soil Science**. Vol. 23. 1991, N 4, pp. 9-19.
20. Десяткин Р.В. Термокарстовый метаморфоз почвенного покрова криолитозоны // Криогенные почвы: влияние криогенеза на процессы и особенности почвообразования. Пушино, 1992. С. 22-23.
21. Десяткин Р.В. Сингенетическое засоление почв при термокарстовом алаообразовании - **Почвоведение**, 1992, N 7. С. 106-113.

- 22 Десяткин Р.В. Засоление почв при аласообразовании // Закономерности развития и дифференциации мерзлотных ландшафтов: Сборник научных трудов. - Якутск, 1993. - С. 53-65.
- 23 Десяткин Р.В. Эволюция почвенного покрова криолитозоны при термокрасовом аласообразовании // Структура почвенного покрова: Сб. докл. к Междунар. симп., Москва, 6-11 сент., 1993. - М., 1993. - С. 214-217.
24. Desyatkin R.V. Syngenetic soil salinization during alas development//**Eurasian Soil Science**. Vol.25. 1993, N 4. Pp 38-46.
- 25 Десяткин Р.В. Почвы южной части дельты р. Лены // Колл. монография: Почвы, растительный и животный мир Арктических районов Якутии (дельта р. Лены). - Якутск, 1996. - С. 32-41.
26. Десяткин Р.В. О некоторых экологических проблемах сельскохозяйственного производства в Якутии // Проблемы экологии Якутии. Вып. 1. Биогеографические исследования: Сборник научных трудов. - Якутск, 1996. С. 112-123.
27. Десяткин Р.В., Еловская Л.Г., Петрова Е.И. Почвенные исследования в Якутии // **Наука и образование**, №2(6), 1997. - С. 99-105.
- 28 Vugodskaya N.N., Milyukova I., Varlagin A., Tatrinov A., Sogachev A., Kobak K.I., Desyatkin R.V., Bauer G., Hollinger D.Y., Kelliher F.M., Schulze E.-D. Leaf conductance and CO₂ assimilation of *Larix gmelini* growing in an eastern Siberian boreal forest // **Tree Physiology**. 1997, Vol. 17, number 10. Pp. 607-615.
29. Десяткин Р.В. Нарушение водного баланса при антропогенной деградации таежно-аласных ландшафтов // **Сибирский экологический журнал**, №3-4, 1998. - С. 269-273.
- 30 Desyatkin R.V., Karpov N.S., Zakharova V.I., Desyatkin A.R. and Hinzmann L.D.(1998): Soil and vegetative covers on tundra polygon of the GAME project in the vicinity of Tiksi. Research Report of IHAS, 1998, No.4, 1-10
31. Десяткин Р.В. Основные итоги изучения таежно-аласных экосистем // Институт биологических проблем криолитозоны: Сборник научных трудов. - 50 лет. Якутск, 2002. - С. 67- 71.
32. Morishita T., Hatano R., Desyatkin R.V. CH₄ Flux in Alas ecosystem Formed by Forest Disturbance near Yakutsk, Eastern Siberia, Russia // **Soil Sci. Plant Nutr.**, 49 (3), 369-377 pp., 2003.
33. Sawamoto T., Hatano R., Shibuya M., Takahashi K., Isaev A.P., Desyatkin R.V., Maximov T.Chr. Changes in Net Ecosystems Production Associated with Forest Fire in Taiga Ecosystems, near Yakutsk, Russia // **Soil Sci. Plant Nutr.**, 49 (4), 493-501 pp., 2003.
- 34 Десяткин Р.В. Особенности почвообразования в долинах рек // Экологическая безопасность при разработке россыпных месторождений алмазов: Сборник научных трудов. - Якутск, 2004. - 119-126 с.
- 35 Десяткин Р.В. Почвенные исследования Якутской экспедиции Академии наук СССР в 1925-1926 гг. // **Вестник ЯГУ**, 2005, том, № 2. - 20-24 с.

Информационные материалы и доклады

- 36 Desyatkin R.V., Maximov T. Chr., Ivanov B.I., Takahashi K. Carbon storage of plant ecosystems in Yakutia // Proceeding of the Second Symposium on the Joint Siberian Permafrost Studies between Japan and Russia in 1993. - Tsukuba, Japan. 1994. - Pp. 187-195.
- 37 Matsuura Y., Ohta S., Sanada M., Desyatkin R.V. Carbon and nitrogen storage in soil developed on two different toposequences of the Lena River terrain // Proceeding of Second Symposium..., - Tsukuba, Japan, 1994. - Pp. 177-182.
- 38 Desyatkin R.V., Ivanov B.I., Ivanova A.D., Matsuura Y. Change of carbon content at the agricultural development of frozen soils/ /Proceedings of the Symposium on Joint Permafrost Studies between Japan and Russia in 1992-1994. - Yakutsk, 1995. - Pp. 36-39.
- 39 Matsuura Y., Ohta S., Desyatkin R.V., Yefremov D. Carbon and nitrogen storage in soils of forest-tundra, forest and almas in Sakha/ /Proceedings of the Symposium on Joint Permafrost Studies between Japan and Russia in 1992-1994. - Yakutsk, 1995. - Pp. 40-45.
- 40 Kanda F., Uemura S., Tsujii T., Honoki H., Isaev A.P., Desyatkin R.V. Vegetation of model almas and ion composition of pond water of some almas in the basin of Lena River, eastern Siberia/ /Proceedings of the Third Symposium on the Joint Siberian permafrost studies between Japan and Russia in 1994. - Sapporo, Japan, 1995. - Pp. 148-150.
- 41 Десяткин Р.В. Роль саранчовых в биогеохимическом круговороте таежно-аласных ландшафтов/ / Тез. докл. III съезда ДОП (11-15 июля 2000 г., Суздаль), М., 2000, Кн. 2. С. 74.
- 42 Десяткин Р.В., Десяткин А.Р. Гидрохимическая и гидробиологическая характеристика озер разновозрастных аласов в засушливый период естественных природных ритмов/ /Материалы междунар. Конф. «Озера холодных регионов», Часть 3, Гидрохимические вопросы. – Якутск, Якутский госуниверситет им. М.К.Аммосова, 2000. - С. 52-66.
- 43 Десяткин Р.В., Десяткин А.Р. Влияние динамики структуры почвенного покрова на экзодинамические сукцессии в аласах/ /Теоретические и прикладные вопросы травосеяния в криолитозоне. Ч.1. Докл. Междунар. Конф. 24-26 апреля 2001 г., Якутск, 2001. – С. 86-97.
- 44 Десяткин Р.В., Петрова Е.П., Николаева М.Х. Биогенное накопление элементов в наземной фитомассе доминирующих растений аласных лугов/ /Теоретические и прикладные вопросы травосеяния в криолитозоне. Ч.1. Докл. Междунар. Конф., Якутск, 2001. – С. 103-114.
- 45 Desyatkin R.V., Nikolaeva M.C., Desyatkin A.R., Stepanova M.A., Ishii Y. and Yabuki H. Geobotanical map of "Ulakhan Syk Khan" almas-1999/ / Activity Report of GAME-Siberia-2000. Japan National Committee for GAME/ GAME-Siberia Sub-committee. – Sapporo, Japan. 2001. – 131-142 pp.

46. Desyatkin R.V., Nikolaeva M.C., Desyatkin A.R., Stepanova M.A., Petrova E.P., Ishii Y. and Yabuki H. Geobotanical map of "Ulakhan Sykkhan" alas-2000/ / Activity Report of GAME-Siberia-2000. Japan National Committee for GAME/ GAME-Siberia Sub-committee. – Sapporo, Japan. 2001. – 143-154 pp.
47. Tanaka H., Mizoguchi M., Kondo N., Kiyosawa H., Desyatkin R.V., Ishii Y., Yabuki H. Spatial distribution Topsoil Characteristics and Active Layer in Alas, Eastern Siberia/ /Activity Report of GAME-Siberia-2000. Japan National Committee for GAME/ GAME-Siberia Sub-committee. – Sapporo, Japan, 2001. – 123-126 pp.
48. Tanaka H., Yano T., Nomura M., Yabuki H., Ishii Y. and Desyatkin R.V. Seasonal variation of the energy and the water vapor fluxes at a young larch forest in Eastern Siberia/ / Proceedings of GAME-Siberia Workshop/ Tokyo, Japan, 2001. – 23-27 pp.
49. Desyatkin R.V., Desyatkin A.R. Dynamics of alas in central Yakutia as an index of climate fluctuation/ /Proceedings of GAME-Siberia Workshop/ Tokyo, Japan. 2001. – 37-60 pp.
50. Desyatkin R.V. Features of alas depression wateriness in central Yakutia/ /Proceedings the Fifth International Study Conference on GEWEX in Asia and GAME. (Volume 3) – Nagoya, Japan, 2001. – 724-729 pp.
51. Desyatkin A.R., Semenova T.N., Nikolaeva M., Desyatkin R.V. The features of heat and water regimes of taiga-alas ecosystems soils/ /Proceedings the Fifth International Study Conference on GEWEX in Asia and GAME. (Volume 1) – Nagoya, Japan. 2001. – 125-131 pp.
52. Ishii Y., Yabuki H., Nomura M., Kobayashi N., Tanaka H., Tanaka H., Desyatkin R.V. Water and energy flux observation over an alas lake in central Yakutia, Eastern Siberia/ /Proceedings the Fifth International Study Conference on GEWEX in Asia and GAME. (Volume 1) – Nagoya, Japan, 2001. – 117-120 pp.
53. Morishita T., Hatano R., Takahashi K., Desyatkin R.V. Assessing the CH₄ and N₂O Fluxes in Thermo-Karst Ecosystem in Yakutsk, Russia/ / Proceedings of the Second International Workshop on Global Change: Connection to the Arctic, 2001/ / Bulletin of Research Center for North Eurasia and North Pacific Regions, Hokkaido University, Vol. 1, 2001. - 115-116 pp.
54. Степанов В.Е., Десяткин Р.В., Яковлева В.Д. О распределении цезия-137 в почвенно-растительном покрове таежно-аласного ландшафта Якутии на примере местности «Бнах аласа»/ /Биосферосовместимые и средозащитные технологии при взаимодействии человека с окружающей средой. Пенза, 2002. – С. 216-218.
55. Hatano R., Nakahara O., Desyatkin R.V., Okonechnikova M.V. and Kamide K. Pedogenic processes in alas soils in central Yakutia, Russia/ /Proceedings of the 10-th Symposium on the Joint Siberian Permafrost Studies between Japan and Russia in 2001. Tsukuba, Japan. 2002. - 105-111 pp.
56. Katamura F., Mori J., Fukuda M., Desyatkin R.V. Changes in fossil pollen assemblages from alasses, central Yakutia, eastern Siberia, Russia/ / Proceedings

of the 10-th Symposium on the Joint Siberian Permafrost Studies between Japan and Russia in 2001. Tsukuba, Japan, 2002. - 113-119 pp.

57 Morishita T., Hatano R., Desyatkin R.V. CH₄ flux a forest-alas ecosystem near Yakutsk, eastern Siberia, Russia/ / Proceedings of the 10-th Symposium on the Joint Siberian Permafrost Studies between Japan and Russia in 2001. Tsukuba, Japan, 2002. - 39-52 pp.

58. Десяткин Р.В., Десяткин А.Р., Катамура Ф. Полициклическое почвообразование в аласах как продукт колебаний климата // Влияние климатических и экологических изменений на мерзлотные экосистемы: Труды Второй международной конференции «Роль мерзлотных экосистем в глобальном изменении климата». – Якутск: ЯФ изд-во СО РАН, 2003. – С. 111-116.

59. Desyatkin R.V. Anthropogenic degradation of boreal forests in Cryolithozone area/ / International Symposium on Boreal Forest Disturbance and Effects to Global Warming, Sapporo, Japan. 2003. – 25 p.

60 Hatano R., Morishita T., Desyatkin R.V. Effect of Forest fire on CO₂, CH₄ and N₂O fluxes in Siberian Larch forest near Yakutsk/ / International Symposium on Boreal Forest Disturbance and Effects to Global Warming. Sapporo, Japan. 2003. 43-44 pp.

61 Katamura F., Fukuda M., Desyatkin R.V., Bochkov N.P. Holocene pollen record of alas sediments, central Yakutia, eastern Siberia/ / International Symposium on Boreal Forest Disturbance and Effects to Global Warming. Sapporo, Japan, 2003. – 35 p.

62. Morishita T., Hatano R., Desyatkin R.V. Assessing the CH₄ and N₂O Fluxes in Thermo-Karst Ecosystem in Yakutsk, Russia/ / International Symposium on Boreal Forest Disturbance and Effects to Global Warming. Sapporo, Japan, 2003. – 33 p.

63. Оконешникова М.В., Десяткин Р.В. Состав гумуса мерзлотных почв мелководных ландшафтов Лено-Амгинского междуречья/ / Мерзлотные почвы: разнообразие, экология и охрана. - Матер. Всероссийской научн. конф. – Якутск, 2004. - С. 59-66.

64 Десяткин Р.В. Почвообразование в термокарстовых котловинах – аласах // Сохраним планету Земля: Сборник докладов Международного экологического форума, СПб, 2004. - С. 397-400.

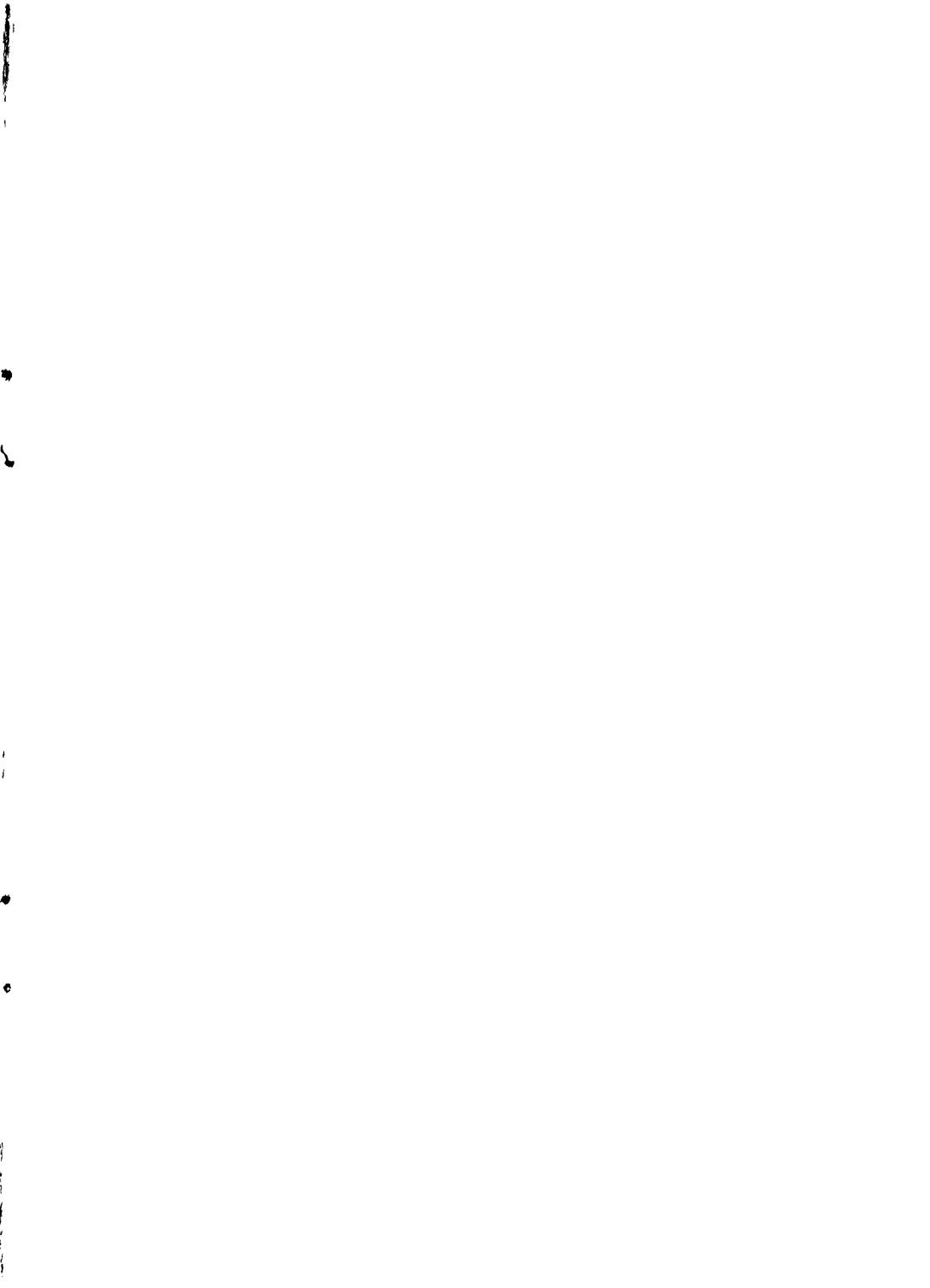
65 Десяткин Р.В. Полициклическое почвообразование в аласах криолитозоны/ /Почва – национальное достояние России: Материалы IV съезда Докучаевского общества почвоведов. – Новосибирск: Наука-Центр, 2004. – Кн.1. – 237 с.

66. Десяткин Р.В. Экологические проблемы использования аласов в сельском хозяйстве/ /Материалы конф. «Меры по реализации Президентской (государственной) программы социально-экономического развития села на период до 2006 года». М.: Изд-во МСХА, 2004. - 40-52 с.

Формат 60x84 ¹/₁₆. Бумага офсетная. Печать офсетная.
Усл.п.л. 2,67. Тираж 150 экз. Заказ № 1.

Учреждение «Издательство ЯНЦ СО РАН»

677891, г. Якутск, ул. Петровского, 2, тел./факс: (411-2) 36-24-96
E-mail: kuznetsov@psb.ysn.ru



2006A
1255

■-1255