

Министерство сельского хозяйства Российской Федерации
Федеральное государственное бюджетное образовательное
учреждение высшего профессионального образования
«Пермская государственная сельскохозяйственная академия
имени академика Д.Н. Прянишникова»

И.А. Самофалова, О.А. Лузянина

**ГОРНЫЕ ПОЧВЫ СРЕДНЕГО УРАЛА
(НА ПРИМЕРЕ ГПЗ «БАСЕГИ»)**

Монография

Пермь
ИПЦ «ПрокростЪ»
2014

УДК 631.44.551.432(470.53)
ББК 40.33
С 176

Рецензенты:

Н.В. Семендяева, доктор сельскохозяйственных наук, профессор кафедры почвоведения и агрохимии, Заслуженный деятель науки РФ (Новосибирский государственный аграрный университет);

В.А. Андроханов, доктор биологических наук, заместитель директора по научной работе ИПА СО РАН, заведующий лабораторией рекультивации почв (Институт почвоведения и агрохимии, Сибирское отделение РАН).

С 176 Самофалова И.А. Горные почвы Среднего Урала (на примере ГПЗ «Басеги») / И.А. Самофалова, О.А. Лузянина; М-во с.-х. РФ, федеральное гос. бюджетное образов. учреждение высшего проф. образов. «Пермская гос. с.-х. акад. им. акад. Д.Н. Прянишникова». – Пермь: ИПЦ «Прокрость», 2014. – 154 с.
ISBN 978-5-94279-217-6

В монографии обсуждаются проблемы горного почвообразования на Среднем Урале на примере государственного природного заповедника «Басеги». Показана специфичность почвообразования в горах и проблемы классификации почв горных территорий. Предгорья Урала и горная полоса в пределах Пермского края в почвенном отношении изучены слабо. В основу монографии положены результаты исследования почвенного покрова заповедника «Басеги». Изучены морфологические признаки, физические, химические, физико-химические свойства почв, дана характеристика группового состава гумуса. На территории заповедника выявлено уникальное разнообразие почв, в которых признаки оподзоленности отсутствуют. В результате разностороннего изучения свойств горных почв, высказывается предположение о полигенетичности почв и наличии палеогоризонтов в профиле почв, что указывает на смену экологических условий в процессе формирования горных почв на Среднем Урале. Составлен систематический список горных почв заповедника «Басеги». Проведена инвентаризация почв и соответствующей растительности горно-тундрового, подгольцового и горно-лесного высотных поясов; определена таксономическая принадлежность почв; выявлены основные закономерности их пространственного размещения.

УДК 631.44.551.432(470.53)
ББК 40.33

Научное издание

Самофалова Ираида Алексеевна,
Лузянина Оксана Антоновна

Горные почвы Среднего Урала
(на примере ГПЗ «Басеги»)

Подписано в печать 22.10. 2014. Формат 60×84^{1/8}
Усл. печ. л.19,25. Тираж 100 экз. Заказ № 95

ИПЦ «Прокрость»

Пермской государственной сельскохозяйственной академии
имени академика Д.Н. Прянишникова,
614990, Россия, г. Пермь, ул. Петропавловская, 23
тел. (342) 210-35-34

Печатается по решению ученого совета Пермской государственной сельскохозяйственной академии имени академика Д.Н. Прянишникова

ISBN 978-5-94279-217-6

© ИПЦ «Прокрость», 2014
© И.А. Самофалова, 2014
© О.А. Лузянина, 2014

СОДЕРЖАНИЕ

Введение.....	4
1. Особенности горного почвообразования.....	6
1.1 Краткая история изучения почв горных территорий.....	6
1.2 Генезис горных почв.....	12
1.3 Почвенно-географическое районирование горных стран и структура почвенного покрова.....	16
1.4 Проблемы классификации почв горных территорий.....	18
1.5 География и особенности бурых лесных почв.....	22
2. История исследований горных почв на Урале.....	33
3. Методология и методы исследований почв.....	39
3.1 Методология проведения исследований.....	39
3.2 Объекты и методы исследований.....	40
4. Экологические условия горного почвообразования.....	45
4.1 Климат.....	45
4.2 Геологическое строение горной части Урала.....	47
4.3 Рельеф.....	50
4.4 Гидрология.....	52
4.5 Высотная поясность.....	53
4.6 Почвенный покров горной части Пермского края.....	58
5. Эколого-генетические особенности и свойства почв.....	60
5.1 Морфологические признаки горных почв.....	60
5.2 Физические свойства.....	72
5.2.1 Щебнистость.....	72
5.2.2 Гранулометрический состав.....	76
5.2.3 Магнитная восприимчивость.....	80
5.3 Химические свойства.....	88
5.3.1 Формы кислотности почв.....	88
5.3.2 Валовой химический состав.....	92
5.3.3 Групповой состав соединений железа.....	104
5.4 Физико-химические свойства.....	113
5.5 Групповой состав гумуса.....	117
6. Систематический список почв заповедника «Басеги».....	125
Заключение.....	133
Список использованных источников.....	135

ВВЕДЕНИЕ

В последнее время основным направлением в биологии и экологии является проблема сохранения генетического биоразнообразия, которую невозможно решить, если не сберегается основная экологическая ниша организмов суши – почва и природное разнообразие естественных почв. Под защитой почв подразумевается, в первую очередь, охрана земель, используемых в сельском хозяйстве, забывая о биосферной роли почвенного покрова. С целью поддержания круговорота веществ и энергии в биосфере необходимо сохранение почв, и особенно целинных и слабо измененных человеком [215, 314, 318].

Для количественной оценки антропогенных нарушений в почвах, необходимо иметь точки отсчета (эталон). Такими эталонами должны служить показатели состояния заповедных экосистем и целинных почв, так как любая почва в ненарушенном состоянии справляется со своими биосферными функциями, сохраняя в целом гомеостаз природной системы.

Горные территории наименее исследованы в почвенном отношении, составляют примерно одну треть суши земного шара. Наибольшую площадь они занимают в Евразии [226]. Горные системы мира имеют различные геологический возраст, высоту, строение и литологию, географическое положение на континентах. Почвенный покров, соответственно, во всех горных системах различается, и в тоже время имеет общие особенности, связанные со специфичностью горного почвообразования в целом.

Предгорья Урала и горная полоса в пределах Пермского края на фоне большого количества исследований на Северном и Южном Урале, в почвенном отношении изучены слабо.

Масштабные исследования по изучению почв Урала проводил почвенный институт Академии Наук СССР в 1939-1945 г.г. в системе Уральской комплексной экспедиции под руководством Л.И. Прасолова, И.П. Герасимова и Е.Н. Ивановой. Впоследствии, горные почвы Среднего Урала изучали Е.Н. Иванова [94, 95], Н.А. Ногина [193], К.П. Богатырев [12]. Учеными составлена почвенная карта Среднего Урала в масштабе 1:1000 000. До работ Уральской экспедиции горные почвы на Среднем Урале не были известны.

В нетронутом состоянии горные биогеоценозы сохранились в горной зоне хребта Басеги, поэтому эта территория в 1982 г. была объявлена заповедной. Заповедник является природоохранным, научно-исследовательским и эколого-просветительским учреждением федерального значения. Цель создания заповедника – сохранение и изучение естественного хода природных процессов и явлений, типичных для уникальных горных экосистем. Сохранение горного хребта Басеги в естественном состоянии поможет избежать опасных явлений: обмеления водотоков, эрозии горных склонов; обеднения растительных сообществ, сокращения численности животных.

При создании заповедников, последующем планировании и проведении стационарных научных исследований почвам не уделялось должного внимания. Стационарные исследования, играющие важнейшую роль в изучении почв и почвообразовательных процессов, их динамики, в настоящее время в заповедниках России практически не ведутся и только в 20 % заповедниках проводятся отдельные исследования почвенного покрова [62, 63, 292, 293].

Стратегическим направлением научных исследований в заповедниках является долговременное изучение динамики и взаимосвязей природных процессов в охраняемых экосистемах. Такая информация может быть получена только путем стационарных наблюдений. Мониторинг внутренней территории заповедника «Басеги» научными сотрудниками заповедника в настоящее время не проводится. В заповеднике существует программа научных исследований хода природных процессов и явлений, в которой, почвенные наблюдения ограничиваются изучением температурного и водного режимов почв. Программы, которые затрагивали бы комплексный почвенный мониторинг, разработанной для внедрения в заповеднике, на сегодняшний день нет. Необходимость комплексного регулярного мониторинга почвенного покрова в современных условиях диктуется тем, что отсутствуют данные о почвах горной части Среднего Урала.

В связи с этим, студентами кафедры почвоведения Пермской ГСХА под руководством авторов, были начаты почвенные исследования на территории заповедника в 2009 г. Монография является первой попыткой систематизировать накопленные аналитические данные по горным почвам хребта Басеги и не претендует дать исчерпывающий ответ на все вопросы их генезиса и классификационного положения. Представленные результаты исследований пополнят знания о горных почвах заповедной территории в Пермском крае. Систематизация данных по свойствам почв поможет разработать комплекс мониторинговых исследований и ввести постоянное наблюдение за качественным изменением состояния почвенного покрова заповедника и ООПТ Пермского края.

Авторы выражают благодарность научным сотрудникам ГПЗ «Басеги» – зам. по науке Д.В. Наумкину и Л.В. Кульковой за консультацию и помощь в организации проведения исследований на территории заповедника; за содействие в выполнении аналитических работ сотрудникам Почвенного института им. В.В. Докучаева – зав. лабораторией физико-химии почв к.х.н. О.Б. Роговой и лаборанту Н.А. Плотниковой, а также студентам специальности «Агрохимия и агропочвоведение» Е.Р. Маулиной [167], П.А. Каменских [102], Мамонтовой Н.В. [163] и студентам специальности «Почвоведение» набора 2008 и 2010 г.г. за помощь в сборе полевого материала и обработке аналитических данных.

1. ОСОБЕННОСТИ ГОРНОГО ПОЧВООБРАЗОВАНИЯ

1.1 Краткая история изучения почв горных территорий

Горные территории занимают 34 % общей площади России. Проблемы в изучении горных почв связаны со многими факторами. Это и процессы почвообразования, и постоянное выветривание, особенные климат и растительность.

В 1898 г. В.В. Докучаев на Кавказе установил основную закономерность в распределении почв горных районов, а именно, закон о вертикальной зональности почв, то есть о последовательной смене почвенных зон с высотой, аналогично тому, как сменяются почвы с юга на север на равнине [64].

В 1914 году вышла в свет монография С.А. Захарова по высокогорным почвам Кавказа, где подробно описаны условия их почвообразования, морфология, общие физико-химические свойства [73].

Многие ученые, после первых исследователей высокогорных почв, – В.В. Докучаева, С.А. Захарова, продолжили изучение почв разных горных систем.

А.М. Панков [201] изучал почвы Большой Кабарды и дал общую характеристику горно-луговых почв.

Высокогорные горно-луговые почвы Кавказа изучали Л.И. Прасолов [209], А.А. Михеев [174].

Л.И. Прасолов и И.Н. Антипов-Каратаев [6] дали характеристику буроземам Крыма, которые разделили на две группы: ненасыщенные основаниями гумусные бурые почвы и насыщенные основаниями бурые малогумусные почвы.

И.В. Тюрин [272] рассматривал неоподзоленные почвы таежной зоны как стадию развития подзолистых почв, называя их скрыто-подзолистыми. Лесные буроземы Крыма, Кавказа также считал скрытоподзолистыми почвами. Предлагал различать термические подтипы почв холодного, умеренно холодного, умеренно теплого и теплого климата.

Позже, было показано С.А. Захаровым, С.С. Неуструевым и др., что установленные В.В. Докучаевым вертикальные почвенные зоны не являются простым повторением широтных, горизонтальных зон, а представлены специфическими горными почвами. Так, многочисленные горные системы дерново-подзолистой зоны покрыты горно-подзолистыми почвами, южные же горные системы – горными буроземами. В горах имеется также оригинальный почвенный тип горно-луговых почв, свойственный только высокогорным, альпийскому и субальпийскому, поясам горных систем [76].

В труде С.А. Захарова [76], обобщающем опыт классификации почв Кавказа, в качестве самостоятельного типа обособлены субальпийские лугово-степные почвы, развивающиеся в более сухих частях горно-луговой зоны.

В 1939 г. С.А. Захаров обобщил имеющиеся материалы по микробиологии, валовому химическому составу высокогорных почв Кавказа. Последующие исследования подтвердили право на самостоятельное существование горных лугово-степных почв [176].

Генезис высокогорных почв изучала О.Н. Михайловская [173]. Кроме глубокого анализа свойств горных почв, условий их формирования, в ее исследованиях содержались сведения об особенностях выветривания в альпийском и субальпийском поясах, а также дана генетическая группировка высокогорных почв.

И.Н. Антипов-Каратаев, Т.Ф. Антипова-Каратаева [5] провели микробиологические исследования горных почв Теберды и определили причины накопления значительного количества органического вещества.

Г.М. Тарасашвили [265], изучая почвы Абхазии, выделил буроземы. На их общем фоне встречались: перегнойно-карбонатные почвы, комплекс лугово-лесных почв, аллювиально-пролювиальные и неразвитые, в разной степени скелетные почвы, приуроченные к крутым склонам. Такое разнообразие почв обусловлено расчлененностью рельефа, различной экспозицией и крутизной склонов, разнообразием материнских пород.

Подробная географическая и генетическая характеристика почв Дагестана была дана С.В. Зонном [84].

В 1943 году вышла работа Б.Д. Зайцева о лесных почвах Кавказа, в которой они были классифицированы как бурые лесные [176].

Л.И. Прасолов [210] в 20-х и 30-х годах изучал горно-лесные почвы Крыма и Кавказа. Главными их свойствами он считал: отсутствие морфологических и химических признаков оподзоленности, высокая емкость поглощения и некоторая ненасыщенность поглощающего комплекса.

В первой половине XX в., в основном, изучали высокогорные почвы Большого Кавказа. В работах Ю.А. Ливеровского [137], С.В. Зонна и И.П. Герасимова [85], М.Н. Першиной [204] раскрыты генетические особенности горно-луговых альпийских и субальпийских почв, дан анализ поведения химических элементов в процессе выветривания.

Ю.А. Ливеровский [141] подтвердил главные генетические особенности бурых лесных почв, указанные Л.И. Прасоловым. Автор произвел всестороннее сравнение бурых лесных почв с серыми лесными, а также проанализировал роль материнских пород, состава растительности и климата в образовании бурых лесных почв; пришёл к выводу, что «бурые лесные и серые лесные почвы являются близкими, но все же различными типами почвообразования».

Наиболее полно и разнообразно серии вертикальных зон представлены в нашей стране на Кавказе в различных его частях. С.А. Захаров привел общую систему их и характеристику наиболее распространенных горных почв – высокогорные почвы, почвы субальпийской зоны, горно-лесной зоны, почвы горной пустыни. «Здесь исследователь должен напрягать свое внимание, чтобы уловить что-нибудь общее, объединяющее в подавляющем разнообразии горных почв, мало

сходных на первый взгляд между собой и меняющихся на каждом шагу» [74].

Первоначальными объектами при изучении горных почв в России долгое время были Крым, Кавказ и Туркестан, расположенные на южной окраине Русской равнины и Прикаспийской низменности; позднее к ним были присоединены некоторые горные массивы Сибири. После Октябрьской революции разносторонние исследования природных ресурсов проводились крупными комплексными экспедициями Академии наук СССР (Кузнецко-Алтайской, Байкальской, Горно-Алтайской, Тувинской, Южно-Енисейской, Забайкальской) с участием виднейших советских ученых [319]. Изучением почв горного Алтая занимался В.В. Сапожников, исследования гор Байкала вел Ф.К. Дриженко, в Туве работали географ Г.Е. Грумм-Гржимайло и ботаник П.Н. Крылов, а в Восточном Саяне – В.Л. Комаров. Были проведены почвенно-ботанические экспедиции, в которых принимали участие В.Н. Сукачев, В.Л. Комаров, В.В. Сапожников, И.М. Крашенинников и др.

В предвоенные годы Академией наук была организована экспедиция по изучению горных почв Урала [11, 12, 94, 95, 193]. На высоте 900-1000 м н.у.м. Е.Н. Иванова указывает, что появляются типичные высокогорные почвы: горно-тундровые и дерново-горно-луговые альпийские и субальпийские под высокогорными лугами и дерновые горно-лесные под высокогорным еловым редколесьем с травяным покровом.

Позже, в 50-е, 60-е, 70-е годы вновь активизировались исследования горных территорий, как на Кавказе, так и в Сибири. Генезис бурых лесных почв предгорий Закарпатья изучала Руднева Е.Н. [232]. Генезис горных почв и структуру почвенного покрова горных территорий изучал Э.Н. Молчанов [177, 179, 180]. Детально строение и свойства горных почв Кавказа также изучал Т.Ф. Урушадзе [274, 275].

Изучение состава почв и структуры вертикальной зональности в горных районах Алтая было проведено Б.Ф. Петровым в 1952 [320]. Ученым установлено, что часть площади горных районов занята горно-таежными почвами черневой тайги, представляющими собой своеобразный вариант темноцветных лесных почв, изученных в генетическом отношении еще недостаточно. На больших высотах (около 2500 м) горно-таежные почвы сменяются почвами безлесных, травянистых территорий (высокогорных лугов и степей) не менее своеобразного облика. Часть их может быть причислена к типу горно-луговых почв альпийского и субальпийского характера, другая часть – отнесена к высокогорным лугово-степным почвам «каштановидного» облика. Последние почвы занимают особое место во всей системе вертикальной почвенной поясности внутренних районов Алтая, поскольку они замещают иногда на больших высотах (в засушливых нагорьях) горно-луговые почвы, а на более низких уровнях (во внутри горных котловинах и на южных горных склонах) – горно-таежные подзолистые почвы, серые почвы лесостепи и горные черноземы. Таким образом, Б.Ф. Петров установил закономерности вертикально-поясного распределения почв в горных районах Алтая.

В горах Прибайкалья были обнаружены и описаны дерново-лесные (дерново-таежные), дерново-бурые почвы [161, 165].

Бурые горно-лесные почвы Приморья изучали Л.И. Прасолов [210], Ю.А. Ливеровский [138], Прехтель Л.В. [212, 213, 214] Макаревич Р.А. [159,160], Пшеничников Б.Ф., Пшеничникова Н.Ф. [220], Ознобихин В.И., Синельников Э.П. [199]. Так, Ю.А. Ливеровский [138] показал, что бурые лесные почвы распространены не только под широколиственными и хвойно-широколиственными, но и темнохвойными лесами. В этот период исследований было установлено, что в основе формирований этих почв лежит прогрессирующее «глинообразование», сочетающееся с процессами оподзоливания и оглеения. Среди бурых лесных были выделены бурые лесные типичные, бурые лесные оподзоленные, бурые глееватые оподзоленные. Таежные почвы в Приамурье изучали Ю.А. Ливеровский, Л.П. Рубцова [146].

Позднее, С.В. Зонн [83, 86], изучая горные почвы Приморья и Дальнего Востока, предложил разделять бурые лесные почвы не только по свойствам, но и по сочетанию в них бурозёмообразовательного процесса с сопутствующими: выщелачивания (лессивирования), псевдооподзоливания, сезонного оглеения, которые вызывают формирование белесых горизонтов.

В дальнейшем, неоднократно бурые лесные грубогумусовые почвы рассматривались учеными, которые указывали, что данные почвы сочетают в себе признаки «холодного» таежного почвообразования (подбуров) и «теплого» лесного (собственно буроземов) [89-92, 98, 218, 219].

Используя достижения классификации почв России [112, 207] Е.А. Жарикова [71] классифицирует почвы нижнего Приамурья как ржавоземы грубогумусовые иллювиально-гумусированные, а почвы северного Сахалина как ржавоземы грубогумусированные.

Почвенный покров горной территории Сихотэ-Алиня исследовал Г.И. Иванов [89], где для пояса темнохвойных пихтово-еловых лесов, считает характерными буротаежные, бурые грубогумусные почвы для хвойно-широколиственных, и бурые лесные для широколиственных лесов. Г.И. Ивановым предложено кроме этих почв выделять бурые отбеленные типичные (вместо буро-подзолистых), бурые глеевато-отбеленные, бурые глеево-отбеленные, желто-бурые отбеленные. Позднее, Р.Г. Грачевой и В.О. Таргульяном [56, 57] для почв Сихотэ-Алинского заповедника была разработана классификация на диагностических признаках лесной подстилки и характере кутан на щебне. На основании этих признаков учеными составлен систематический список почв заповедника.

В 70-80-х годах прошлого столетия появляются работы, где отражается роль реликтовых и современных процессов почвообразования в формировании буроземов Приморья [140]. Изучение роли реликтового почвообразования и формирования современных почв актуально и позволяет объективно подойти к решению вопросов генезиса и географии почв. Эту позицию разделяли и другие ученые. Так, В.О. Таргульян [267] считал, что голоценовый педогенез часто развивается на исходных субстратах, унаследовавших огромное количество доголоценового рыхлого

материала. Л.О. Карпачевский и его единомышленники [109] считают, что формирование современных почв восточного макросклона Сихотэ-Алиня тесно связано с ожелезненными глинистыми щебнистыми отложениями, которые являются составной частью почв плейстоцена. Дальнейшие исследования показали, что в Приморье распространены буроземы не только с реликтовыми признаками почвообразования, но и с полигенетическим профилем [218].

Горные почвы Камчатки изучали Ю.А. Ливеровский [139, 142], Л.О. Карпачевский [104-106, 108].

Генетические особенности и классификацию горных черноземов на Южном Урале изучали М.Н. Бурангулова, А.Х. Мукатанов [14, 185-187].

А.С. Владыченский и Е.М. Боровкова [25] изучали почвы северо-западного Кавказа, состав и свойства их гумуса. В результате проведенных работ было выявлено, что высота над уровнем моря (н.у.м.) не сказывается на составе и свойствах гумуса; отмечена лишь тенденция увеличения его общего содержания с высотой. По мнению авторов, гумус горных почв объединен рядом специфических черт, несмотря на широкий диапазон колебаний условий почвообразования в горах. Причиной этого является своеобразное проявление и сочетание факторов гумусообразования в условиях горных территорий. Эти черты, свойственные гумусу горных почв, независимо от их классификационной принадлежности являются следствием своеобразия гумусообразования в горах и определяют специфические особенности гумусного состояния горных почв.

Взаимосвязь генезиса горных почв с особенностями горообразовательных процессов изучала А.И. Ромашкевич [227, 229]. Особое внимание она обратила на роль геоморфологических процессов в формировании строения и состава почвообразующих пород и почв, а также дала всестороннюю характеристику горно-лугового почвообразованию.

Для щебнистых почв мерзлотных ландшафтов Дальнего Востока (горных территорий) проанализирована значимость морфологии и состава кутан иллювиирования как индикатора химизма, интенсивности и эволюции процессов иллювиирования [217].

В 1996 году подробная характеристика высокогорных почв, в том числе горно-луговых черноземовидных, Западного Кавказа дана Б.Х. Фиапшевым [277, 278]. Описаны условия почвообразования, основные черты географии, классификация и систематика почв высокогорий, рассмотрены их генетические особенности, сельскохозяйственное и лесохозяйственное использование, предложены меры по улучшению и охране почвенного покрова.

В конце прошлого века и в начале нынешнего интерес к горным почвам стал проявляться более активно в связи с многообразием подходов к их изучению, расширением базы данных, характеризующих условия их формирования, профилеобразующие процессы и свойства.

А.С. Владыченский [23, 24], анализируя особенности факторов почвообразования, почв, структуры почвенного покрова Западного Кавказа и Юго-Западного Тянь-Шаня, дал детальную характеристику горно-

луговых почв Западного Кавказа. Автором предложено выделить горное почвообразование в самостоятельную форму почвообразовательного процесса.

Для горно-лесного ландшафта южного Приморья проведено почвенно-географическое обследование территории Уссурийского заповедника, отражающей типичный почвенный покров южной части Сихотэ-Алиня, а также выявлены основные закономерности генезиса почв и их пространственного размещения по склонам [255]. Комплексно изучен почвенный покров территории Уссурийского заповедника по почвообразующим факторам и почвам, характерным для юга Сихотэ-Алиня. Исследованы географические закономерности распространения почв на территории заповедника, составлен их инвентаризационный список, подробно охарактеризованы почвообразующие факторы.

О.В. Чернова [291] изучая почвенный покров низкогорий Северного Кавказа, выявила, что в условиях полусухого субсредиземноморского климата происходит формирование, в основном, дерново-карбонатных почв, а на пологих склонах под мезофильными широколиственными лесами на высоте более 230 м н.у.м. могут образовываться горные бурые лесные почвы. Все исследованные почвы характеризуются довольно высоким содержанием железа. Поскольку концентрация железа в результате выветривания или почвообразовательного процесса в данных условиях невозможна, то эта особенность явно унаследована от почвообразующих пород [291].

Изучены особенности генезиса и эволюции буроземов прибрежно-островной зоны юга Дальнего Востока [221, 235].

С развитием методов почвенных исследований в последние годы появились работы, в которых горные почвы изучают с позиции палеопочвоведения. Так, для восстановления основных этапов эволюции почв и изучения динамики распада голоценовых оледенений в Хибинском горном массиве, применялся палеопедологический метод, с помощью которого была проведена палеоклиматическая и палеоландшафтная реконструкция событий голоцена [123]. Расширены географические границы применения палеопочвоведения, методы которого успешно используют в горных ландшафтах, разработана система почвенных индикаторных признаков для целей палеоклиматических реконструкций и прогнозного моделирования [114, 115, 257].

До сих пор остается дискуссионным вопрос о специфике горного почвообразования. В этом отношении представляет большой интерес монография Л.О. Карпачевского, в которой автором поставлен ряд проблем, достаточно новых для почвоведения [107]. В работе решается один из кардинальных вопросов горного почвообразования – генезис мелкозема. Аэральное выпадение материала является глобальным процессом, приводящим к формированию недифференцированных почв. Аэральное наращивание почв наиболее интенсивно идет в горах, где склоны, покрытые лесом, становятся естественным барьером для атмосферной пыли. Автор считает, что именно этим процессом можно

объяснить, что в ряде случаев в горах рыхлые отложения, лишенные камней, залегают плащом на массивно-кристаллических породах. Кроме того, мелкозем рыхлых отложений отличается по валовому составу от подстилающих пород. Автором также показана специфичность почвообразования в горах. Горные почвы формируются под преобладанием аэриального отложения мелкозема и постепенного нарастания почвы вверх. Высказывается соображение, что бурые почвы – это специфичный тип почв для горных систем, образование которого связано с климатической инверсией склонов гор.

На фоне масштабных исследований крупных горных экосистем стали появляться работы по изучению почвенного покрова Приполярного, Северного, Среднего Урала [59, 65-67, 77, 234, 236-250, 256, 259].

1.2 Генезис горных почв

Первые впечатления почвоведов от природы горных почв и их выводы были крайне противоречивыми. С одной стороны отмечалась бросающаяся в глаза хаотичность распространения почв, с другой – обсуждался вопрос о полной идентичности почвенной горизонтальной и высотной поясности. Однако постепенно стало вырисовываться общее направление, показывающее, что почвы гор и равнин имеют как общие, так и отличные черты, а высотные почвенные пояса чаще всего не аналогичны горизонтальным. Почвоведы сомневались в самой возможности формирования в горах нормально развитых почв и были несколько угнетены подавляющим разнообразием и быстрой сменой горных почв [275].

«Здесь все так перепутано, перековеркано, перемешано, смыто или намыто, что не может быть и речи о нормальных почвах» – писал В.В. Докучаев [64].

В период становления и развития почвоведения как науки географ-почвовед С.С. Неуструев [191] многое сделал в разработке теоретических положений в науке о почве вообще и горного почвообразования в частности. С.С. Неуструев поставил вопрос о своеобразии почв горных областей Туркестана и указал на необходимость разработки классификации и номенклатуры горных почв. Докучаевский закон вертикальной зональности почв С.С. Неуструев существенно дополнил и детализировал в соответствии с данными, полученными при исследовании горных районов Средней Азии. Он показал, что вертикальная поясность осложняется под влиянием «разделяющего действия хребтов и их экспозиции», благодаря чему возникает инверсия почвенных зон, а в замкнутых горных долинах формируется своеобразный почвенный покров.

В 1946 г. К.П. Богатырев [13] выделяет некоторые особенности развития горных почв. Ученый делает вывод о том, что среди вертикальных почвенных зон присутствие зоны лесных подзолистых почв не всегда обязательно. В горных районах при условии трудно водопроницаемой почвы на крутых склонах возникают боковые токи воды, обуславливающее

частичное оглеение нижней части профиля и обогащение всего профиля почвы обменным кальцием и магнием. С воздействием минерализованных вод на почву связано ослабление подзолистого процесса в горно-лесной зоне. Наблюдающееся здесь вертикальное промачивание, очевидно, недостаточно для оподзоливания.

Наиболее полно и разнообразно серии вертикальных зон представлены в нашей стране на Кавказе в различных его частях. С.А. Захаров привел общую систему их и характеристику наиболее распространенных горных почв – высокогорные почвы, почвы субальпийской зоны, горно-лесной зоны, почвы горной пустыни. «Здесь исследователь должен напрягать свое внимание, чтобы уловить что-нибудь общее, объединяющее в подавляющем разнообразии горных почв, мало сходных на первый взгляд между собой и меняющихся на каждом шагу» [74, 75].

С.А. Захаров, изучая горные почвы Кавказа, обозначил спорные проблемы горного почвообразования: 1) какую почву считать типичной для горных склонов; 2) мощность почв и глубина почвообразования на горных склонах; 3) почвенный панцирь и его значение; 4) скелет в горных почвах. Изучая эти вопросы, он заключил, что горные почвы по ряду признаков отличаются от почв равнинных территорий, и что они своеобразны по образованию, течению почвообразовательных процессов, морфологии, составу. Ученый считал, что на основании этого, горные почвы необходимо выделять в особый отдел или класс.

Используя собственные исследования, исследования К.Д. Глинки, С.С. Неуструева, С.А. Захарова и других, И.П. Герасимовым в 1948 г. впервые была сформулирована проблема специфичности почвообразования в горных странах и основных закономерностей высотной поясности почв [41]. Он предложил рассматривать сочетание рядов высотной почвенной поясности на основе принципа известной почвенной «автономии» горных стран. К сожалению, эта идея не была развита. Она может быть обоснована только обобщением данных об особых условиях формирования горных почв и характерных их свойствах.

Почвенный покров гор еще более осложняет пестрота почвообразующих пород. Это многократно подчеркивалось различными исследователями. Особенно подробно влияние почвообразующих пород на характер горных почв на Урале было изучено Е.Н. Ивановой и Н.А. Ногиной в 40-е годы 20-го века [94, 95, 193].

В.А. Ковда [116] указывал на своеобразие баланса почвообразования в горах, особенность которого заключается в формировании отрицательного баланса вещества. В автоморфных условиях почвообразования в условиях горного рельефа к геохимическому выносу добавляется еще и вынос гранулометрический. Все это вместе увеличивает отрицательный баланс почвообразования, и в наибольшей степени это проявляется в повышенных частях горных систем.

Естественно также, что в разных горах в зависимости от их местонахождения, высоты, состава горных пород и прочего почвы будут различными [111].

Розанов Б.Г. [226] первой общей особенностью почвенного покрова горных систем мира считал преобладание на склонах молодых и омоложенных гор примитивных почв – литосолей, на высоких горах альпийского типа – горных развитых почв (ранкеры, рендзины, горные буроземы, горно-луговые почвы), на древних и денудированных горных системах – горных зрелых почв (горные красноземы, горно-подзолистые). Вторая особенность почвенного покрова горных систем мира – это наличие вертикальной зональной структуры. Третья особенность – почти повсеместное распространение на горных склонах гумидных, субгумидных и субаридных районов мира буроокрашенных слабо дифференцированных на горизонты почв, которые относят к разным типам в разных биоклиматических поясах. Розанов Б.Г. указывал, что вероятнее всего, среди большой группы показываемых на разных картах горных подзолистых почв, преобладают слабо дифференцированные бурые почвы. По мнению Розанова Б.Г. горный бурозем – это основная форма почвообразования гумидных горных склонов независимо от климатических особенностей горной страны. Ученый обозначил, что наличие буроземов в горных странах – это определенная историческая стадия развития почвенного покрова, длительно поддерживаемая в условиях горного склонового почвообразования. Таким образом, в горных системах отмечается близость почв во всем мире на стадии развитых почв с усилением разнообразия на стадии зрелых почв.

Т.Ф. Урушадзе [275] рассматривает три спорных вопроса, связанных с горным почвообразованием. Первый из них относится к вертикальной почвенной зональности; второй – доказываемся, что горные почвы – это не генетическое, а географическое понятие; третий вопрос – делается вывод, что горные почвы – зеркало биогеоценологического метаболизма.

В горах резко возрастает влияние рельефа, он оказывает непосредственное влияние на почвообразование. Влияние материнской породы на почвообразование в горах также проявляется сильнее. Относительная молодость почв, постоянное вовлечение в почвообразование новых слоев породы, высокая щебнистость профиля – приводят к тому, что почва наследует многие свойства почвообразующей породы [113].

Помимо влияния высоты местности почвы в горах изменяются от крутизны и направления склона, характера поверхности, смены материнских пород и т.д., поэтому в горных странах одна почва более резко переходит в другую и весь почвенный покров значительно пестрее, чем в равнинах. Герасимов И.П. [40] подчеркивал, что в горах могут формироваться совершенно своеобразные, уникальные экосистемы, в которых можно встретить специфические типа горных почв.

В горных почвах развиты склоновые (боковые) токи почвенной влаги, которые, вынося продукты почвообразования из почв верхних и средних частей склонов, препятствуют образованию в них иллювиальных

горизонтов. В то же время, в почвах нижних частей склонов создаются мощные иллювиальные горизонты, в которых накапливаются оксиды железа и др. элементов (во влажных областях), карбонаты, гипс и легкорастворимые соли (в условиях сухого климата) [182].

Г.Ф. Копосов [121] вскрывает особенности физико-географической обстановки формирования горных почв. Анализируются черты сходства и различия с таковыми великих аккумулятивных равнин.

А.И. Ромашкевич [231] рассматривает концепцию И.П. Герасимова о взаимосвязях «тектогенез – экзогенные процессы – почвообразование». Показана породо- и почвообразующая роль естественных экзогенных процессов в альпинотипных условиях и в условиях моноклиналей и поднятых плато.

На основе идей И.П. Герасимова об известной «автономии» горных систем и их почвенного покрова А.И. Ромашкевич [228] рассматривает ряд общих положений горного почвообразования. Среди них особо выделены вопросы формирования почвообразующих толщ в горных странах, участия денудационных процессов в развитии почв, а также необходимости особого подхода к их классификации. На основе типов высотной поясности и морфоструктурных особенностей горных стран рассмотрены вопросы географических закономерностей в распространении горных почв, их эволюции и изменении почвенного покрова под влиянием природно-антропогенных процессов.

Общим для почвообразования на скелетных корках выветривания является свободный внутренний дренаж в почвенной толще (при высокой величине поверхностного тока), обеспечивающий преобладание в ней окислительных условий и вынос легкорастворимых продуктов почвообразования за пределы почвенного профиля [182]. Различия в свойствах пород, разнообразие климатических, геоморфологических и других условий почвообразования обуславливают различную направленность процессов выветривания, почвообразования, что является одной из причин возникновения пестрого почвенного покрова.

Отличительная особенность горного почвообразования заключается в том, что на горных склонах почвы формируются в различных биоклиматических и геоморфологических условиях.

Разграничение почв равнин (не горных территорий) и горных почв не может основываться на каком-либо одном критерии, а должно базироваться на комплексе признаков. К горным относят почвы, формирующиеся в условиях горного рельефа, при абсолютных отметках на вершинах, как правило, более 500 м и при общей глубине расчленения не менее 300 м. Эти почвы образуются обычно на маловыветрелых щебнистых и маломощных элювио-делювиях и имеют хороший внутрипочвенный сток. В горном почвообразовании большое значение имеют процессы перераспределения подвижных продуктов выветривания, почвообразования и воднорастворимых веществ, поступающих из атмосферы, по склонам; в то время как явления, связанные с избыточным количеством солей и влаги,

отступают на второй план. Почвы горных плато весьма своеобразны, они сочетают в себе свойства горных и равнинных почв [321].

Таким, образом, в зависимости от термических, биоклиматических и геоморфологических условий, степени подверженности почв эрозионным процессам в каждом вертикальном поясе процессы выветривания и почвообразования протекают с разной интенсивностью, что способствует формированию провинциальных особенностей почвенного покрова в системе вертикальной зональности.

1.3 Почвенно-географическое районирование горных стран и структура почвенного покрова

Основной закономерностью географии горных стран является вертикальная зональность [39, 48, 112, 113].

Впервые высотная зональность почвенного покрова гор была установлена В.В. Докучаевым. В своей работе «К учению о зонах природы» он отмечал, что «...можно считать окончательно установленным не только нахождение типичного чернозема на Кавказе, но и существование здесь ряда вертикальных почвенных зон, теснейшим образом связанных с известными климатическими и растительными особенностями местных горных возвышенностей» [64].

В 50-х годах Н.Д. Беспалов составил почвенную территориальную карту, где доминирующими были горно-луговые, горно-серо-лесные, горные лесные дерновые почвы и горные черноземы [181].

Почвенно-географическое районирование горных стран многими авторами проводится по структуре вертикальной зональности, но система таксономических единиц районирования и критерии их выделения неоднозначны. При почвенно-географическом районировании СССР В.М. Фридланд [285] ввел понятие «тип поясности» (вертикальной зональности) как систематической единицы, подразумевая под ним определенную совокупность последовательно сменяющихся с высотой почвенных зон.

Рассмотрение структуры вертикальной зональности позволяет установить, что она находится в тесной связи с физико-географическими условиями того или иного района суши и закономерно изменяется вместе с ними [286].

По Н.А. Качинскому [111] у подошвы гор расположены черноземные или каштановые почвы. Выше – своеобразные горные черноземы, затем под широколиственными лесами образуются горно-лесные почвы (буроземы). Еще выше, под лесами хвойными, уже будут почвы подзолистые, которые по мере замены леса горными лугами сменяются черноземовидными горно-луговыми почвами. Ближе к линии вечных снегов образуются горно-луговые торфянистые почвы и сильно-скелетные почвы на россыпях каменистого материала.

Н.А. Ногина и Д. Доржготов [194], при осуществлении почвенно-географического районирования Монголии, пришли к выводу о необходимости выделять 3 типа структурной зональности: высотно-поясная

(горная), широтно-зональная (равнинная) и смешанная (межгорно-депрессивная).

В 1996 году подробная характеристика высокогорных почв, в том числе горно-луговых черноземовидных, Западного Кавказа дана Флапшевым. Описаны условия почвообразования, основные черты географии, классификация и систематики почв высокогорий, рассмотрены их генетические особенности, сельскохозяйственное и лесохозяйственное использование, предложены меры по улучшению и охране почвенного покрова [181].

В каждом высотном поясе складывается комплекс экологических условий, определяющих направленность почвообразовательных процессов и специфику структуры почвенного покрова [127, 128]. Именно этим ученые и объясняют такое разнообразие мнений относительно классификационной принадлежности почв близких территорий. Другие ученые отмечали, что в Монголии практически отсутствуют условия для образования серых лесных почв, характерных для настоящих лесостепей. Вместо лесостепи они наблюдали ксерофитную горную степь субальпийского характера в сочетании с фрагментами обедненной тайги с совершенно особыми светлыми охристо-глееватыми почвами, местами слабоподзоленными, не имеющими ничего общего с серыми лесными почвами лесостепи [127].

В настоящее время приняты следующие единицы почвенно-географического районирования горных стран: горная область, горная подобласть, горный округ [273].

На примере оригинальных почвенно-экологических профилей, отражающих взаимосвязь почв и почвообразующих факторов, рассмотрены основные типы структур почвенного покрова на различных уровнях организации в южной части Сихоте-Алиня [254].

Общая классификация структур высотной зональности почвенного покрова северной части Евразии свидетельствует о большой сложности явления высотной зональности. Однако, влияние гор не ограничивается горной территорией, так как горы могут существенно влиять на климат, ландшафты и почвенный покров прилегающих равнин на расстояния, измеряемые сотнями километров [318, 321].

Ю.А. Ливеровский и Э.А. Корнблум [145] считали, что закон высотной зональности в установившемся его понимании как суммы изменений и нарушений фациально-поясных закономерностей географии почв, обусловленных горами, нуждается в некоторой дифференциации. В рамках этого закона, который они предлагали называть законом горной зональности, ученые выделили две более частные закономерности зональных изменений почвенного покрова: 1) вертикальная поясность горных склонов (прямое влияние гор) и 2) гумидно-предгорная и ариднотеневая зональности равнин и предгорий (косвенное влияние гор). Следовательно, понятие горной зональности является более широким по сравнению с понятием высотной зональности.

Итак, высотная зональность (поясность) в почвенном покрове горных территорий – явление достаточно сложное – следствие сочетания и различных соотношений трех влияний горного рельефа на макроклимат: гипсометрического (эффект аэротермического градиента и связанного с ним увлажнения), макроэкспозиционного (инсоляционная асимметрия поясности) и барьерного (ветровая асимметрия поясности) [321].

1.4 Проблемы классификации почв горных территорий

Первая классификация горных почв была дана С.А. Захаровым [73] для почв Кавказа. Э.Н. Молчанов [178] считает, что эта первая классификационная схема горных почв – основа для последующих исследований в области высокогорных почв.

В классификационной схеме С.А. Захарова [73] горные почвы были выделены на самом высоком таксономическом уровне – в самостоятельный отдел орогенных почв – зональных почв горных областей. Отделы различаются по преобладанию какого-нибудь из факторов почвообразования. Всего было выделено семь отделов – климатогенный, орогенный, гидрогенный, гидрогалогенный, галогенный, флювигенный и литогенный. Список орогенных почв весьма обширен; ко всем их названиям необходимо прибавлять слово «горный» или «горно-». Важной особенностью классификации явилось разделение почв на высоких таксономических уровнях по факторам почвообразования, что и было прямо декларировано самим С.А. Захаровым. По сути дела, для попадания почв в отдел органогенных необходимо и достаточно было располагаться на территории горных систем. При этом автор указывал на наличие во всех горных почвах некоторых общих, объединяющих их свойств, среди которых отмечены такие, как скелетность, изменчивую и малую мощность генетических горизонтов, наличие на поверхности каменистого панциря.

С.С. Неуструев [191] поставил вопрос о своеобразии почв горных областей Туркестана и указал на необходимость разработки классификации и номенклатуры горных почв.

В 1937 г. С.А. Захаров [76] обобщил опыт классификации почв Кавказа, и в качестве самостоятельного типа он выделил субальпийские лугово-степные почвы.

О вопросах классификации горных почв на протяжении многих лет ведутся споры, исследователи не могут прийти к общему мнению. В связи с этим, почвы схожих территорий носят различные названия, нет единого мнения по этому вопросу. В горных районах формируются разнообразные почвы. Ученые до сих пор ведут дискуссии выделять или не выделять горные почвы в особую таксономическую категорию. Мнения ученых по этому вопросу разделяются.

Одни считают, что нет принципиальных различий между ходом почвообразования в горах и на равнинах.

Так, М.А. Глазовская [45] при изучении горных почв Казахстана сделала заключение, что горные и равнинные почвы не имеют принципиальных различий.

Б.Ф. Петров [206] считает, что горные почвы – не особые типы, имеющие черты или признаки «горного почвообразования», а лишь совокупность различных по генезису типов и видов почв, отличающихся от других почв условиями залегания и, следовательно, в горах специфичны не почвы, а почвенный покров, который характеризуется повышенной контрастностью и изменчивостью.

В.Р. Волобуев [31] утверждает, что «почвенно-климатические соотношения, как для почв равнин, так и для почв горных стран имеют однозначную сущность и в основе подчинены общим закономерностям».

М.С. Гиляров [43], изучая количественные соотношения отдельных групп почвенных беспозвоночных в горных почвах и сопоставляя полученные результаты со сходными почвами равнин, пришел к выводу о правомочности идентификации типов горных почв с зональными типами равнинных почв.

Т.Ф. Урушадзе [273] также считает, что горные почвы не могут быть обособлены в особую классификационную группу и термин «горные» не несет генетической нагрузки, это, скорее всего, географическое понятие, а не таксономическое. Вместе с тем, им установлено, что ни по факторам почвообразования, ни по показателям состава почв горные почвы не могут быть выделены на каком-либо таксономическом уровне.

Ряд ученых придерживаются и доказывают обратное: горное почвообразование имеет специфические черты.

Так, С.А. Захаров [73] писал, что горные почвы нельзя отождествлять с равнинными, что они «оригинальны и по своему образованию, и по своей морфологии, и по составу, и по динамике».

Д.Я. Михайлов и Н.С. Козлов [169] считают, что горное почвообразование имеет специфическую черту – это пестрота почвенного покрова, которая зависит от рельефа, экспозиции, высотного положения, почвообразующей породы, поясных особенностей растительного и животного мира. Именно это, по их мнению, обуславливает своеобразие взаимозависимости почвообразовательного процесса, отличного от условий равнин.

Е.И. Панкова [202] относит к генетическим особенностям горных почв их постоянную молодость, связанную с интенсивными склоновыми процессами, которые приводят к перемещению верхних горизонтов, а также малую мощность почвенного профиля, близкое залегание коренных пород, обилие скелета по всему профилю, неполную развитость почвенного профиля. Эти особенности, как утверждает автор, дают несколько смазанную картину генетических особенностей зональных почв, поэтому понятие «горные почвы» имеет генетический смысл.

В.Г. Калмыкова [101] считает, что горные почвы имеют свои особенности: зависимость почвы от горной породы, повышенная

гумусность всех горных почв, преобладание стока над просачиванием, что приводит к ослаблению оподзоливания и заболачивания.

А.М. Мамытов [164] пишет, что «горные почвы можно считать лишь весьма отдаленными аналогами равнин, и то больше в силу традиционности их наименования и недостаточной до последнего времени изученности». По его мнению, почвы, формирующиеся в горных условиях, не имеют аналогов на равнинных территориях.

Самостоятельность горных почв была декларирована «Классификацией и диагностикой почв СССР» 1977 г., согласно которой горными почвами являются почвы под альпийскими и субальпийскими мезофильными и влажными лугами. Принято считать, что почвы горных территорий ниже субальпийского пояса примерно соответствуют равнинным почвам и названия определяются по близкому сходству с равнинной почвой. Вместе с тем, в горных районах почвенный покров характеризуется повышенной контрастностью и изменчивостью. В результате могут быть обнаружены почвы, не имеющие аналогов на равнинных территориях.

В соответствии с принятой классификацией 1977 г., как самостоятельные типы, выделены только те горные почвы, которые не встречаются на равнинах, а именно: горно-луговые, горно-луговые черноземовидные и горные лугово-степные. Все остальные почвы, встречающиеся на равнинах и в горных условиях, описаны в качестве единых типов. Соответственно, их систематика ведется на основании единых номенклатурных схем и диагностических признаков. По условиям рельефа и возможностям использования горные почвы разделены на три группы:

- горно-склоновые – формируются на склонах крутизной более 10°, к названию типа добавляется слово "горные" (например, каштановые горные);

- нагорно-равнинные – формируются на склонах крутизной менее 10°, нередко используются в земледелии, в название добавляется термин "нагорно-равнинные" (например, черноземы выщелоченные нагорно-равнинные);

- межгорно-равнинные и горно-долинные – формируются на склонах крутизной не более 4-5°, к основному названию добавляется термин "межгорно-равнинные" (например, темно-каштановые межгорно-равнинные).

Среди горных почв широко распространены различные каменистые, которые дифференцируются:

1. По степени каменистости на поверхности почвы (% покрытия камнями размером не менее 5 см) – поверхностно-слабокаменистые (>10), поверхностно-среднекаменистые (10-20), поверхностно-сильнокаменистые (20-40), поверхностно очень сильнокаменистые (>40).

2. По содержанию камней в пахотном слое (м³/га в слое 0-30 см) некаменистые (<5), слабокаменистые (5-20), среднекаменистые (20-50), сильнокаменистые (50-100), очень сильно каменистые (>100).

3. По глубине проявления каменистости (в см) – поверхностно-каменистые (0-30 см), неглубокаменистые (30-50), глубокаменистые (50-100).

Почвы горно-лесного пояса не представлены как типы горных почв и классифицируются по признакам равнинных. Таким образом, определение названия горных почв по классификации 1977 г. затруднено, вследствие ее не достаточной разработанности и привязанности почв к высотному поясу [235, 236, 239, 241-243, 247, 249, 297, 307, 308].

Дискуссия о специфике горного почвообразования и правомерности выделения горных почв в самостоятельные классификационные группы характерна только для отечественного почвоведения [113]. Почвоведы зарубежных школ горные почвы не классифицировали их каким-либо особым образом, и поэтому в национальных зарубежных и международных классификациях горные почвы не имеют самостоятельного места [22, 300, 302]. Так построена Почвенная таксономия США [315], как наиболее известная зарубежная классификация, а также и Международная реферативная база почвенных ресурсов [317].

В конце XX столетия в России была проведена работа над разработкой и созданием новой классификации почв. Итогом серии работ ученых явилась «Классификация и диагностика почв России» 2004 г. [112]. Принципы, заложенные в основу этой классификационной схемы, не предусматривали выделения почв на основе ландшафтного подхода и классифицирования, диагностики почв по факторам почвообразования. Такой подход определил отсутствие необходимости выделения горных почв в какой-либо самостоятельный классификационный выдел.

Субстантивно-генетическая классификация почв России [112] основывается на оценке профиля как системы генетических горизонтов. Принцип идентификации почв на основании их собственных генетически обусловленных свойств, ограничивает профильно-генетическую классификацию от эколого-генетической, учитывающей в качестве диагностических критериев факторы почвообразования и современное функционирование почв. Использование субстантивного подхода к диагностике почв позволяет объединять в единые таксоны почвы с одинаковыми морфогенетическими свойствами независимо от их возможной пространственной разобщенности [207].

Использование Классификации почв (2004 г.) для определения названия является более перспективным, так как можно выявить классификационное положение горных почв более подробно и дать им полные названия независимо от приуроченности к определенному высотному поясу [236, 237, 240, 242, 248].

Горные почвы как ранее, так и теперь привлекают значительно меньше внимания почвоведов, чем почвы равнин. Значительную роль в этом сыграли труднодоступность горных стран и в связи с этим их малая пригодность для хозяйственного использования.

1.5 География и особенности бурых лесных почв

Все горные территории составляют около 20% земной суши (без площадей, покрытых льдом). Наибольшие площади занимают горно-таежные зоны (одну треть) и горно-лесные буроземные и коричневоземные (почти четвертую часть) [321].

В нашей стране изучение бурых лесных почв связано с работами К.Д. Глинки, В.Р. Вильямса, Л.И. Прасолова, Ю.А. Ливеровского, И.П. Герасимова, С.В. Зонна и других ученых. Бурые лесные почвы всегда представляли большой интерес для исследователей, вызывая многочисленные споры и расхождения во взглядах на вопросы об их распространение и формирование. Почвоведы пришли к единому мнению о типе бурых лесных почв не сразу, оставляя этот вопрос неясным достаточно долгое время. Таким образом, историю изучения бурых лесных почв условно можно разделить на пять периодов.

I период – первые описания бурых почв (конец 19 в.-20-30 г.г. 20 в.).

Р.В. Рисположенский [223] бурыми почвами под лесной растительностью называл своеобразные почвы коричнево-бурой окраски, развитые на красно-бурых пермских глинах или известняках, широко распространенные в бывшей Казанской губернии. По цветному рисунку Р. Рисположенского эти почвы внешне сходны с профилем бурых лесных почв Северного Кавказа или Крыма.

Впервые бурые лесные почвы как биологический тип почв были выделены Э. Раманном в 1901 г. под названием «Braunerde» (бурозем). Э. Раманн отметил, что эти почвы характерны для умеренно-теплых и умеренно-влажных лесов, и широко распространены в Средней, Центральной и Южной Европе [222].

К.Д. Глинка длительное время не считал бурые лесные почвы за самостоятельный генетический тип почв, так как относил эти почвы к типу подзолистых почв или деградированных черноземов, хотя и описывал очень типичные профили буроземных почв с текстурным горизонтом *B*, характерной языковатостью горизонта *A₂* и с хорошо развитым своеобразным горизонтом оглинения. Позднее, в работе 1914 г. К.Д. Глинка изменил свое мнение и стал считать западноевропейские бурые лесные почвы за особую стадию кислого, подзолистого процесса почвообразования, образующего переход от подзолов к красноземам [38]. Основанием для этого считалось, что при переходе из европейской части России в Западную Европу повышается температура и вегетационный период, а так же повышается количество атмосферных осадков, что обуславливает более энергичные процессы распада органических остатков и ослабление подзолистости. Таким образом, К.Д. Глинку можно считать создателем теории, согласно которой формирование «буроземов» объясняется потеплением климата в условиях повышенного увлажнения, что характерно для климата Западной Европы.

Энергичную поддержку Э. Раманну, о бурых лесных почвах как самостоятельном генетическом типе почв, свойственном Центральной

Европе, оказал Г. Мургочи, который был авторитетным почвоведом того времени в Румынии. Используя термин Э. Раманна (Braunerde), и трансформировав его в более распространенный термин «бурые лесные почвы» (Braune Waldboden), он писал, что бурые почвы Раманна являются бурыми и красно-бурими лесными почвами, отличными от русских подзолов и от немецких осветленных песков. Э. Раманн, в своих наиболее поздних работах, продолжая выделять бурые лесные почвы в качестве самостоятельного генетического типа, стал различать среди них оподзоленные разновидности, для которых характерна слабая аккумуляция полуторных оксидов в средней части профиля [198].

Бурые лесные почвы наиболее распространены среди горных почв Кавказа. С.А. Захаров в своей работе [76] отмечал, что исследования Абхазии и Южной Осетии, почв гор и лесов Кавказа, если не полностью, то в значительной степени можно определенно отнести к бурым лесным почвам. На северных склонах Кавказского хребта эти почвы занимают высокие и средневысокие горы от 500-700 до 1200-1700 м над уровнем моря. На Северо-Западном и Северном Кавказе широко распространены бурые лесные кислые оподзоленные почвы. В Краснодарском крае на пологих склонах формируются бурые лесные супесчаные и песчаные почвы.

Крымская горная страна занимает южную часть Крымского полуострова. Зона распространения бурых лесных почв лежит на средних высотах главной крымской гряды (на южных и северных склонах) и в верхних частях предгорий, эта зона по климатическим данным близка к полосе развития бурых лесных почв в южной части Франции [5].

С.В. Зонн, совместно с А.Ф. Негановым, изучая в 30-40 г.г. эти почвы, пришли к выводу, что они напоминают перегнойно-карбонатные, а их яркая окраска связана с цветом почвообразующей породы и со своеобразными условиями выщелачивания полуторных оксидов железа и алюминия [80].

Вопрос о существовании бурых лесных почв на территории СССР оставался неясным до 20-х и 30-х годов.

II период – обобщение имеющихся данных по бурым лесным почвам и выделение их в самостоятельный генетический тип (20-е-40-е г.г.). Особое значение для выделения бурых лесных почв в самостоятельный тип имели работы Л.И. Прасолова.

В 1926-1929 г.г. Л.И. Прасолов, в частичном соавторстве с Н.И. Антиповым-Каратаевым, опубликовал ряд статей и очерков, основанных на полевых исследованиях, посвященных бурым лесным почвам Крыма и Кавказа [6, 209]. До 1933 г. Оба автора считали не вполне определившимся систематическое положение бурых лесных почв как своеобразного и довольно распространенного типа южных горных лиственных лесов.

В 30-е годы академик Л.И. Прасолов начал изучать горно-лесные почвы Крыма и Кавказа и установил, что эти почвы развиваются в климатических условиях, близких к климатическим условиям Центральной и Южной Европы, и под растительностью, так же характерной для этой

территории (широколиственными и хвойно-широколиственными лесами). Это дало основание Л.И. Прасолову указать на близость горно-лесных почв Крыма и Кавказа к лесным почвам Средней и Южной Европы и объединить их в один тип бурых лесных почв. Последними работами Крымской почвенной экспедиции и исследованиями академика Л.И. Прасолова в Юго-Осетии установлено, что тип лесных буроземов Раманна в Крыму выражен ясно и распространен широко [210, 211].

Особый взгляд на бурые лесные почвы высказал И.В. Тюрин в 1933 г. [272]. Ученый считал возможным скрытоподзолистые почвы северной лесной зоны аналогизировать с бурыми лесными почвами Крыма и Кавказа, причем последние им рассматривались как особый «термический подтип» скрытоподзолистых почв.

Эту же точку зрения значительно позже высказал Б.Ф. Петров в совместной работе с Л.И. Прасоловым в 1944 г., указывая о необходимости более широкого толкования типа бурых лесных почв, позволяющего устранить те противоречия, которые затрудняют объединение русских серых оподзоленных почв и западноевропейских буроземов, относящихся к одному географо-генетическому типу.

В Средней Азии, на юго-западных склонах Ферганского хребта, в 1947 г. Д.Г. Виленским, И.П. Герасимовым и Ю.А. Ливеровским под ореховыми лесами были выделены почвы, в которых первый автор видит типичные бурые лесные почвы, описанные Раманном, а двое других выделяют их в особый тип черно-бурых почв, тем самым, подчеркивая их самостоятельность.

Н.Б. Вернандер в 1947 г. [20], описывая почвы Закарпатья, приходит к выводу, что там к бурым лесным почвам могут быть отнесены только почвы горной области. В более низких частях Н.Б. Вернандер выделяет (но не обосновывает) подтип «буроземно-подзолистых» почв.

При довольно близких коэффициентах увлажнения (1-1,5 в подзолистой зоне и 1-2 в зоне бурых лесных почв, по данным Н.Н. Ивановой [94] количество влаги, влияющей на идущие в почвах процессы, в зоне горно-лесных почв значительно больше. Активность влияния этих вод усиливается еще и более высокими температурами.

И.Н. Антипов-Каратаев [4] отмечал, что наиболее полные аналитические материалы представлены для бурых лесных почв Швеции (Лунбланд), Швейцарии (Пальманн и др.), Югославии (Стебут); менее полные данные имеются для бурых лесных почв Великобритании и других стран. Это дало основание И.Н. Антипову-Каратаеву считать, что вопрос о самостоятельности типа бурых лесных почв вполне решен. Также он указывал, что в некоторых странах (США, Великобритания, Швеция, Румыния, Югославия) бурые лесные почвы граничат с подзолистыми почвами и, с другой стороны, переходят в красноземы (США, Венгрия, Румыния, Югославия). На основе этого он приходит к выводу: «...таким образом, становится понятным, почему некоторые исследователи рассматривают бурые лесные как подтип подзолистых почв, а другие, как подтип серых лесных почв».

Таким образом, лишь после работ Л.И. Прасолова стали допускать, что в обстановке горных стран с умеренно-теплым климатом и определенным составом лесной растительности может формироваться генетически самостоятельный тип буроземов. Л.И. Прасолов обобщил многие литературные данные и полевые наблюдения по бурым лесным почвам Кавказа и отметил следующие главные генетические особенности бурых лесных почв: 1) сравнительно интенсивное выветривание первичных минералов и образование вторичных; 2) обогащенность железом и алюминием; 3) относительно слабое развитие оподзоливания; 4) обменную кислотность, связанную не только с ионом водорода, но и алюминием; 5) накопление хорошо разложенного гумуса типа «мюллер» [210].

III период – изучение генезиса бурых лесных почв разных горных систем (начало 50-х-середина 60-х г.г. 20 в.).

Появляются работы Ю.А. Ливеровского о выделении бурых лесных почв и на Дальнем Востоке. В 1948 г. в своей работе по Кавказу и Дальнему Востоку Ю.А. Ливеровский [138] подтверждает главные генетические особенности бурых лесных почв, указанные Л.И. Прасоловым. Он производит всестороннее сравнение бурых лесных почв с серыми лесными, а также анализирует роль материнских пород, состава растительности и климата в образовании бурых лесных почв; приходит к выводу, что «бурые лесные и серые лесные почвы являются близкими, но все же различными типами почвообразования». Ю.А. Ливеровский показал, что бурые лесные почвы распространены не только под широколиственными, хвойно-широколиственными, но и под темнохвойными лесами. Было установлено, что в основе их формирования лежит прогрессирующее «глинообразование», сочетающееся с процессами оподзоливания и оглеения. В этот период исследований были выделены бурые лесные типичные, бурые лесные оподзоленные, бурые глееватые оподзоленные.

На совещании по картографии и номенклатуре почв в 1950 г. было принято деление типа горно-лесных бурых почв на пять подтипов: оподзоленные, ненасыщенные, насыщенные, остаточнокarbonатные и дерновые. И.П. Герасимовым с использованием общих принципов систематики СССР была разработана основная система разделения бурых лесных почв в Центральной Европе [198]. Западная буроземно-лесная область в пределах бывшего СССР занимает небольшие площади на юго-западе и юге страны. Она включает часть Средне-Дунайской низменности и Карпатский гор, массив Крымских гор, северный и небольшую часть южного склона Большого Кавказского хребта. Восточная буроземно-лесная область, выделенная на востоке страны, включает обширные межгорные и предгорные равнины – Зейско-Буреинскую, Биробиджанскую, Уссурийско-Ханкайскую [8].

В научной литературе неоднократно высказывалось мнение о неоднородности типа бурых лесных почв и о значительных отличиях характеристик многих почв, рассматриваемых как бурые лесные, от характеристик, данных Л.И. Прасоловым. Так, если обратиться к частым работам, в которых характеризуются бурые лесные почвы Кавказа, Карпат

и Средней Азии, то можно столкнуться с совершенно различными определениями их сущности.

В.М. Фридланд [283-286] считал, что главные различия в условиях развития горно-лесных почв подзолистой зоны и горно-лесных бурых почв заключаются в температурном режиме, количестве влаги, участвующей в процессе почвообразования и, что особенно важно, в характере растительности.

Западноевропейские и американские исследователи, такие как А. Stebut, Н. Stremme, R. Ganssen, M. G. Cline, S. B. Caled and M. G. Cline, Н. Lundegardh придавали решающее значение в образовании бурых лесных почв свойствам материнской породы [230].

В почвенном покрове Восточных Карпат преобладают бурые лесные почвы, которые образуются в условиях мягкого влажного климата на продуктах выветривания твердых пород под буковыми лесами. В ареале бурых лесных почв на выположенных формах рельефа формируются почвы с дифференцированным профилем, их следует относить к бурым лесным оподзоленным. По данным Е.Н. Рудневой [232] бурые лесные почвы составляют основной фон почвенного покрова предгорий Закарпатья. Наиболее распространенной в этой полосе является разновидность бурых оподзоленных глееватых почв.

Таким образом, учеными было установлено, что формирование бурых лесных почв происходит под широколиственными лесами в умеренно-теплых и влажных областях суббореального пояса. Образование почв связано с развитием процесса буроземообразования, который состоит из гумусонакопления, оглинения, лессиважа. Следует отметить, что для бурых лесных почв оглинение происходит во всей мощности профиля и сопровождается накоплением ила, железа, алюминия, фосфора, магния, кальция. В бурых лесных почвах отмечается наибольшее обогащение илом средней части профиля и некоторое обогащение верхних горизонтов SiO_2 . Кроме того, бурые лесные характеризуются некоторым увеличением содержания R_2O_3 вниз по профилю, что является важным диагностическим признаком данных почв. Для бурых лесных почв характерно быстрое снижение гумуса с глубиной.

Понадобился ряд лет, чтобы тип бурых лесных почв получил признание, но лишь в границах южных горных стран Крыма и Кавказа, и на Дальнем Востоке. И.Н. Антипов-Каратаев [6] вообще ограничивал их распространение районами со среднегодовой температурой 7-11 °С и годовой суммой осадков 500-1200 мм. Считалось, что горные бурые лесные почвы распространены на Кавказе, в Крыму, на Карпатах и Сихоте-Алине [74-76, 79, 209].

Наиболее крупная горная система на юге Дальнего Востока – хребет Сихотэ-Алинь – имеет северо-восточное простираение и пересекает нижнее течение реки Амур. Дальний Восток в почвенном отношении – это зона перехода от континента к океану, где широтная зональность нарушена и хорошо выражена меридиональная зональность. Почвы Сихоте-Алиня изучали Ю.А. Ливеровский, С.В. Зонн, Л.О. Карпачевский.

По данным Н.Д. Градобоева [56, 55] почвы, исследованные под сосновыми борами на Алтае (в бассейне рек Бии и Катунь), являются бурыми лесными почвами. Это утверждение опровергает убеждение, что бурые лесные почвы как тип при зональной выраженности его пространственного положения прерывается и выпадает в континентальных условиях Европы и Западной Сибири. Так же считалось, что бурые лесные почвы по условиям своего образования соответствуют широколиственным лесам и сравнительно теплому умеренному климату. Биоклиматические условия на Алтае совершенно другие, чем в Карпатах, Крыму и на Кавказе и на Алтае нет широколиственных лесов. С географических и ландшафтоведческих позиций возможность формирования буроземов на Алтае невозможна. Северный Алтай представляет собой наиболее теплое и влажное место на Алтае, где в наибольшем количестве развиты массивные кедровые и кедрово-пихтовые леса. Эта мягченность климата выражена не только в горах, но и в предгорьях. Повышенная увлажненность, мощный снеговой покров, незначительное промерзание почв зимой благоприятствуют гумификации растительных остатков и выветриванию пород. Кедровые леса Алтая синхронны хвойно-широколиственным лесам полосы предгорий. Все эти данные суммарно взятые подтверждают вероятность формирования бурых лесных почв на Алтае. Таким образом, Н.Д. Градобоев утверждает, что почвы кедровых лесов Алтая относятся к типу бурых лесных почв и предлагает продолжить зону буроземов в горные районы Сибири.

Большое число работ о лесных почвах показало, что ареал развития бурых лесных почв значительно шире, чем предполагалось ранее. Они были выделены на Сахалине [205, 97] и в Средней Сибири, Северной Осетии [80], Карпатах [21].

Позднее подтвердили возможность о распространении бурых лесных почв в более холодных областях России. В 1967 г. В.О. Таргульяном был введен термин «подбуры» для кислых ожелезненных неоподзоленных иллювиально-гумусовых грубообломочных почв, развивающихся в условиях холодного гумидного климата под тундровой или северо-таежной растительностью [266].

Бурые лесные почвы стали выделять под темно-хвойными лесами не только на Кавказе, в Карпатах, а так же в более континентальных областях – на Урале [280, 282], на Алтае [55, 54] и Кузнецком Алатау [198], на Дальнем Востоке [260].

IV период – развитие методологии и географии исследований бурых лесных почв (с конца 60-х до начала-середины 80-х г.г. 20 в.).

Этот период начинается с серии публикаций работ С.В. Зона [78, 82, 83], где он предлагает разделять бурые лесные почвы как по свойствам, так и по их сочетанию в них буроземообразовательного процесса с сопутствующими – выщелачивания (лессивирования), псевдоподзоливания, поверхностного (сезонного) оглеения, которые вызывают формирование белесых горизонтов.

С.В. Зонн [78] при рассмотрении ряда подзолистых, псевдоподзолистых и бурых лесных почв, пришел к выводу, что одной из первых стадий почвообразования под пологом леса является стадия буроземообразования. А ее главнейший диагностический показатель – оглинение. Именно поэтому процесс буроземообразования не имеет приуроченности к той или иной природной зоне, а бурозем – абсолютно доминирующий компонент в почвенном покрове гумидных горных склонов независимо от биоклиматических и литолого-геоморфологических особенностей.

На мелкоземистых породах оглинение происходит на различных глубинах, а на каменисто-хрящеватых – с поверхности и сопровождается образованием подвижных форм железа. Будучи вовлеченными в биологический круговорот, эти формы сохраняют равномерное или даже имеют отчетливо выраженное накопление в поверхностных горизонтах. Такой биоклиматический характер распределения железа обусловлен его мобилизацией органическими кислотами с образованием комплексных железоорганических и свободных форм. При дальнейшем повышении продуцирования органических кислот при смене растительности и условий разложения органического опада процесс может идти по двум направлениям: а) с мобилизацией Al и образованием вторичных хлоритов, что приводит к понижению емкости поглощения, преобладанию обменного Al, под влиянием которого буроземообразование вступает в кислую стадию; б) при слабой мобилизации Al, что усиливает роль обменного H и приводит к смене буроземообразования подзолообразованием [78]. Для бурых лесных почв характерно накопление Fe_2O_3 в профиле, которое происходит в трех формах: в виде пленок на поверхности минеральных зерен и агрегатов, в составе глинных минералов и в форме конкреций. Преобладание аморфных форм железа над его окристаллизованными формами. Соотношения $SiO_2:R_2O_3$ почти не изменяются по профилю.

В итоге, сущность различий между буроземо- и подзолообразованием заключается в генезисе оглинения. Для буроземообразования характерно оглинение метаморфической природы, сопровождающееся интенсивным образованием глинистых минералов. Высвобождающиеся при этом различные по подвижности формы железа, а большей своей части закрепляются на месте своего образования. Поэтому, дифференциация в профиле в бурых лесных почвах не иллювиальная, а текстурная [78]. В подзолистых почвах дифференциация профиля типично иллювиальная.

Появились новые представления о почвообразовательных процессах. Так, в результате изучения генезиса бурых лесных почв Уденом и Обером процесс перемещения глинистого вещества без разрушения впервые был назван как процесс «lessivage». Процесс лессиважа объединяет выщелачивание и деградацию. Эти два процесса характеризуют лишь различные стадии его проявления. Лессиваж определяется как текстурно-геохимическая дифференциация профиля под влиянием нисходящих кислых растворов, обеспечивающих частичное перемещение ила без его

разрушения, а также частичное перемещение органо-железистых соединений и подвижных аморфных форм железа [78].

Ф. Дюшофур [68] выдвинул представление о лессиваже, как процессе, предшествующем подзолистому процессу, под влиянием которого формируются почвы, внешне подобные подзолистым, но внутренне отличающиеся иным поведением коллоидной части. Последующие исследования показали, что этот процесс имеет большой ареал. Этот процесс позволил по-новому оценить почвенные процессы, которые протекают в бурых лесных почвах.

Западноевропейские исследователи отмечают, что темп глинообразования тем больше, чем ниже рН и сильнее промывание. Однако при величине рН, равной 4,0 и ниже, часто наблюдающейся под «грубогумусным» покровом многих лесных почв, глинообразование уже не происходит [144].

Как отмечал Ю.А. Ливеровский [144], бурые лесные почвы являются почвами с прогрессирующим «глинообразованием». К тому же у оподзоленных бурых лесных почв, даже в крайних случаях проявления подзолообразовательного процесса, степень ненасыщенности невысокая, в отличие от северных подзолистых почв. И не менее типична ясно выраженная, даже в наиболее оподзоленных разностях, хорошая прочная структура. Этот признак проводит довольно резкую грань между бурыми лесными и таежными подзолистыми.

В настоящее время можно считать установленным, что основным процессом, формирующим бурые лесные почвы, является буроземообразование, а основными его слагающими являются гумусоаккумулятивный процесс, оглинение и лессиваж. Вследствие чего формируется типичный профиль бурых лесных почв с характерным оглинением в горизонте *Bm*, четко выраженным накоплением железа в верхней части профиля и хорошая прочная структура почвы.

Одним из почвенных процессов, приводящих к образованию буроземов, принято считать оглинение почвенного профиля, в особенности средней его части с образованием горизонта *Bm*. Наряду с этим процессом существенную роль в буроземообразовании играют процессы трансформации железа, характер которых определяется окислительно-восстановительными условиями почвообразования. Буроземообразование поддерживается в том случае, если окислительные процессы преобладают над восстановительными, поскольку в противном случае железо переходит в восстановленную форму, становится подвижным и вносится в нижние горизонты почвенного профиля [23].

География изучения горных почв расширилась и стали появляться публикации по бурым лесным почвам.

Э. Эдвальд [299] указывает, что бурозем является одним из самых распространенных типов почв Европы, Северной Америки и Восточной Азии.

Г.Ф. Копосов объединил почвы с недифференцированным профилем и хорошим внутренним дренажем (дерновые лесные бурые, дерновые

лесные, подбуры, дерновые лесные и бурые лесные грубогумусовые) под названием «бурые таежные» [121].

Т.Ф. Урушадзе указывал, что под бурыми лесными почвами в ГДР понимают почвы, в которых интенсивное выветривание приводит к образованию глинистых минералов и освобождению железа без заметного передвижения R_2O_3 и формы перегноя типа – «мюллер» [276].

В Евразии и США, в основном, бурые лесные почвы приурочены к северному не тропическому (ксеротермическому) поясу, а в пределах этого пояса – к влажной фации. На западе Евразии буроземы занимают область, находящуюся под влиянием влажного морского (Атлантического и Средиземноморского) климата; в более континентальных условиях Европейской равнины и Западной Сибири область распространения бурых лесных почв прерывается, чтобы снова появиться в связи с увеличением количества выпадающих осадков в пределах горных стран – Памиро-Тяньшанской и Алтайско-Саянской. Затем, после перерыва в Забайкалье, бурые лесные почвы снова появляются в южных частях Дальнего Востока с его муссонным климатом. Естественно, что в каждой горной области почвы несут свои особые провинциальные черты, но общее направление почвообразования все же остается единым [143].

В результате развития почвенных исследований в Сибири возник вопрос о том, что к типу бурых лесных почв могут быть отнесены и некоторые лесные почвы Урала, Саян и Забайкалья. Таким образом, на территории бывшего СССР бурые лесные почвы формируются в предгорных и горных районах Карпат, Кодр, Крыма, Кавказа, Средней Азии, Алтая, Урала и Дальнего Востока [274].

Территория Кодр характеризуется чрезвычайной сложностью почвенного покрова. Концентричность в залегании почв в Кодрах выражается в том, что в центре их находятся бурые лесные почвы, а по краям – черноземы. В промежутке между ними серые лесные почвы [274].

В Азербайджане бурые лесные почвы распространены в пределах среднегорий южного и северо-восточного склонов Большого Кавказа, а так же в верхней лесной полосе Малого Кавказа [274]. Бурые лесные почвы наиболее распространены в Грузии. В Западной Грузии в нижнем поясе они примыкают к желто-бурым; в верхнем переходят в горно-луговые почвы. В Восточной Грузии в нижнем поясе контактируют с коричневыми, в верхнем – с горно-лесолуговыми [274].

На Дальнем Востоке бурые лесные почвы формируются не только в горах, но и в области аллювиально-озерных равнин. На северной и западной границе своего ареала они сменяются буротаежными [143]. Южной части Дальнего Востока свойственен определенный спектр почвенного покрова. В горных областях выделяются пять почвенных зон, среди них зона бурых лесных типичных, бурых лесных оподзоленных и бурых лесных вторично-дерновых и лесных подбелов в области хвойно-широколиственных лесов [274].

Лесной пояс занимает более половины территории Горного Алтая, и в нем, особенно в среднегорьях его северо-восточной и центральной частей,

горно-лесные бурые почвы – весьма распространенный почвенный тип. Однако очень небольшие участки этих почв локализуются и в юго-восточной его части [198].

Урал вытянут в меридиональном направлении более чем на 2 тыс. км от побережья Северного Ледовитого океана до сухих степей Казахстана. С запада на восток выделяются сменяющие друг друга меридиональные полосы: Предуралье, Уральский хребет и увалистая полоса восточного склона. Основной фон почвенного покрова Северного Урала составляют горно-лесные почвы, среди которых преобладают своеобразные горные неоподзоленные почвы. Новейшими исследованиями показана буроземная природа этих почв [281]. Широкое распространение этих почв объясняется большой крутизной склонов и амплитудой колебания высоты местности, близким подстиланием хрящеватых горных пород, что обеспечивает преобладание в почвах аэробных процессов. На Среднем Урале весьма широко распространены бурые лесные почвы вместе с почвами с признаками оподзоливания или оглеения [274].

Таким образом, ареал бурых лесных почв, ранее ограничивавшийся южными горными территориями со строго определенными биоклиматическими условиями (с теплым влажным климатом и широколиственными лесами), расширился и охватил равнинные и горные области с климатическими условиями от умеренно теплых западноатлантических до сибирских экстраконтинентальных с растительностью, представленной не только широколиственными, но и темно-хвойными лесами [198].

Бурые лесные почвы не имеют четкой приуроченности к какому либо определенному типу растительности, они развиваются как под широколиственными, так и под хвойно-широколиственными, и даже хвойными лесами. Хотя довольно долго наиболее распространенной точкой зрения являлся взгляд на буроземы, как почвы широколиственных лесов, в то время как подзолы свойственны лишь хвойным лесам [144]. Исследователи уделяли большое влияние древесному ярусу в составе леса на формирование бурых лесных почв, упуская из виду общий характер ландшафта, с которым этот лес связан.

Таким образом, существуют различные взгляды на географию почв. Высказываются мнения, что и на Среднем Урале под среднетаежными лесами возможно формирование горных бурых лесных почв, имеющих свои особенности.

V период – изучение реликтовых и современных процессов почвообразования в формировании буроземов (с конца 70-х г.г. 20 века по настоящее время).

Итак, история изучения бурых лесных почв растянулась на довольно широкий период по времени.

Изначально бурые лесные почвы не имели четкого ареала распространения, а вопрос о самостоятельности типа бурых лесных почв многие исследователи не признавали. Это во многом задержало развитие

взглядов на многообразие проявление форм почвообразования в одних и тех же зональных биоклиматических условиях.

Ряд исследований бурых лесных почв советскими почвоведомы дал возможность выделению их в самостоятельный тип под определенной растительностью и в соответствии с определенными климатическими условиями. Также была отмечена повсеместная закономерность соседства с подзолистыми почвами; и довольно часто среди бурых почв выделяли оподзоленные разновидности.

Бурые лесные почвы в пределах Дальнего Востока так же формируются на территории Приханкайской, Средне-Амурской, Амуро-Зейской равнин и на предгорьях Сахалина [97].

Бурые лесные почвы – наиболее характерные представители почвы буроземно-лесных областей – не образуют сплошной зоны. Бурые лесные почвы широколиственных лесов распространены в умеренно-теплых и влажных приокеанических областях суббореального пояса в Западной, и Средней Европе, в США, и на Дальнем Востоке [291].

Горные буроземы могут сильно различаются между собой в зависимости от условий климата, растительности, литологии, крутизны склонов, высоты местности (остаточно-карбонатные, насыщенные, кислые, оподзоленные, лессивированные, светлые, темные, ожелезненные, сильно гумусированные, ферраллитизованные), но при этом они принадлежат к одной группе и одной стадии горного почвообразования (могут быть на переходе от первой примитивной стадии к третьей зрелой). Общей особенностью буроземов во всех горных странах является увеличение степени гумусированности с высотой местности: светлые буроземы преобладают в нижней части склонов, темные – в более высокой [226].

Бурые лесные почвы до сих пор исследуются и находятся новые территории их распространения. Так, в 2006 г. Н.М. Костенков и В.И. Ознобихин исследовали бурые лесные почвы Хабаровского края и Еврейской автономной области; Л.Н. Пуртова и М.П. Зимин [216] работали с бурыми лесными почвами юга Дальнего Востока для установления влияния на них фитогенных полей.

В последнее время все больше появляются работы по изучению свойств горных почв с точки зрения палеопочвоведения [15, 115, 203].

Впоследствии знания о бурых лесных почвах обобщались, что позволило окончательно выделить их в самостоятельный генетический тип, а так же выделить характерные процессы почвообразования, свойственные этим почвам. Благодаря многочисленным исследованиям бурые лесные почвы стали выделять практически повсеместно, даже в более холодных климатических условиях. Это привело к тому, что бурые лесные почвы или буроземы сейчас считаются самым распространенным видом лесных почв.

2. ИСТОРИЯ ИССЛЕДОВАНИЯ ГОРНЫХ ПОЧВ НА УРАЛЕ

Предгорья Урала и горная полоса в пределах Пермского края в почвенном отношении изучены слабо.

Первые сведения о почвах западной части Пермской губернии дает Р.В. Рисположенский [224]. В его работах указывается, что на Среднем Урале распространены «каменистые почвы».

Некоторые сведения о горных почвах Чусовского района, характеризующихся исключительно высокой кислотностью, имеются в работах В.В. Никитина и Г.А. Маландина [192].

С 1939 по 1945 г.г. почвенный институт Академии Наук СССР проводил исследования по изучению почв Урала в системе Уральской комплексной экспедиции под руководством Л.И. Прасолова, И.П. Герасимова и Е.Н. Ивановой. Впоследствии горные почвы Среднего Урала изучали Е.Н. Иванова [95, 94], Н.А. Ногина [193], К.П. Богатырев [12]. Учеными составлена почвенная карта Среднего Урала в масштабе 1:1000 000. До работ Уральской экспедиции горные почвы на Среднем Урале не были известны.

Ученые, занимающиеся исследованием органического вещества горных почв на Урале Е.Н. Иванова [94, 95]; К.П. Богатырев [11]; Н.А. Ногина [193]; В.П. Фирсова [280, 281, 282] отмечают повышенное накопление гумуса, преобладание группы фульвокислот над гуминовыми и растянутый гумусовый профиль, который считают реликтовым свойством.

Дерновые горно-лесные почвы, как особую географическую форму высокогорного почвообразования, впервые выделил К.П. Богатырев [11]. Эти почвы формируются под елово-пихтовыми лесами с травянистым покровом, в котором встречаются элементы субальпийского разнотравья. Описанные почвы, как указывал К.П. Богатырев, являются переходными между дерново-луговыми почвами субальпийской зоны и горно-лесными почвами и их можно отнести «без особых сомнений к разновидностям высокогорных почв».

К.П. Богатырев [11] отмечал морфологические особенности дерновых горно-лесных почв: одернение верхнего горизонта, коричневые тона всего почвенного профиля, относительно слабое уплотнение горизонта В, при продвижении с юга на север уплотнение постепенно исчезает. Исчезает и хорошо выраженная в почвах южных широт структура. Соответствующим образом изменяются цветовые оттенки горизонтов почв. В почвах Южного Урала, считает К.П. Богатырев, появление большого количества подвижного железа, говорит о глеевых процессах в этих почвах.

Н.А. Ногина [193], Е.Н. Иванова [94] отмечали особенность механического состава среднетаежных почв Урала – образование пылеватых частиц в верхних горизонтах преобладает над их выносом и дальнейшим дроблением, в результате чего фракция мелкой и средней (0,01-0,001 мм), а иногда и крупной (0,05-0,01 мм) пыли в них накапливается.

Е.Н. Иванова [95, 94] отмечала, что обменная кислотность горных почв высока, и представлена преимущественно алюминием, который в силу высокой коагулирующей способности играет немаловажную роль в формировании профиля этих почв.

Содержание валового железа, по данным Е.Н. Ивановой [95, 94], составляет 7-8 %.

Для почв с высоким содержанием щебня сланца отмечается накопление илистой фракции в верхних минеральных горизонтах [193].

Е.Н. Иванова [94] выделила почвы низких гор, средних гор и высокогорий. Для низких гор (до 400-500 м н.у.м.) по Е.Н. Ивановой, характерно развитие тех же типов почв, что и на равнинах. Сопоставление горных почв с почвами равнин обнаруживает ряд существенных признаков, позволяющих выделить горные почвы в самостоятельные почвенно-географические провинции. В поясе средних гор Среднего Урала Е.Н. Иванова выделяет горно-лесные кислые неоподзоленные или слабооподзоленные почвы. Так, горно-лесные кислые неоподзоленные почвы на Урале были впервые описаны Е.Н. Ивановой. Она рассматривает эти почвы как своеобразные почвы горной северной тайги. На высоте выше 900-1000 м н.у.м. Е.Н. Иванова указывает, что появляются типичные высокогорные почвы: горно-тундровые и дерново-горно-луговые альпийские и субальпийские под высокогорными лугами и дерновые горно-лесные под высокогорным еловым редколесьем с травяным покровом.

Е.Н. Иванова характеризует дерновые горно-луговые почвы кислой реакцией среды, очень высокой обменной кислотностью. Высокое содержание и коагулирующее действие алюминия Е.Н. Иванова [95, 94] считала причиной, тормозящей оподзоливание горных почв.

М.А. Тифлов [269, 270] изучал генезис почв высокогорных пространств Урала. Он рассматривал развитие почвообразовательного процесса последовательно, начиная со скалистых выходов гольцового пояса и кончая контактом горно-луговых почв с почвами горно-лесного пояса. Среди примитивных почв гольцового пояса исследователь выделил почвенные примитивы на поверхности скал, образовавшиеся под воздействием накипных и листоватых лишайников и примитивно-аккумулятивные почвы, образовавшиеся на продуктах разложения накипных и листоватых лишайников при непосредственном воздействии мхов. М.А. Тифлов в своих работах уточняет, что растительный покров альпийского пояса Западного Урала не имеет цветущих ковров и лугов, которые свойственны другим горным странам и для альпийского пояса Уральской горной страны характерны горные тундры с соответствующей растительностью. В альпийском поясе М.А. Тифловым выделены и описаны горно-тундровые (под моховой горной тундрой) и горно-тундровые задернованные (дерновинные тундры) почвы. Автор считает, что эти почвы представляют собой стадии единого почвообразовательного процесса. В субальпийском поясе исследователь выделил горно-луговые почвы под мелкотравными и крупнотравными злаково-разнотравными лугами.

По физико-химическим свойствам, М.А. Тифлов считал горно-луговые почвы, по сравнению с горно-тундровыми, более насыщенными основаниями, с меньшей емкостью катионного обмена и кислыми.

Для горных почв Урала характерно то, что по мере приближения от альпийского пояса к горно-лесному, накопление кремнекислоты на некоторой глубине профиля возрастает, а полуторных окислов алюминия и отчасти железа уменьшается [269, 270].

А.М. Овеснов [196], изучая горные луга субальпийского и альпийского поясов Западного Урала, описывает почвы, выделенные Е.Н. Ивановой: горно-тундровые, дерновые горно-луговые, дерновые горно-лесные.

Выделены различия между подбурами и бурыми грубогумусными почвами в строении профиля, в более кислой реакции среды, в меньшей интенсивности внутрипочвенного выветривания, что находит отражение в большей скелетности профиля, и преобладании в подбурах супесчано-легкосуглинистого мелкозема, в более высоком содержании илистой фракции аморфных соединений при общем малом её содержании в почвах [170].

Впоследствии горные почвы Среднего Урала изучали А.А. Лютин [158], К.П. Богатырев и Н.А. Ногина [12], Н.Я. Коротаев [122], Г.Н. Канисев [103], Л.К. Главатских [44], П. Михайлова [171, 170].

Н.Я. Коротаев [122] выделил зону подзолистых глинисто-каменистых почв западного склона Урала.

В.П. Фирсова [282] выявляет, что подвижный калий и фосфор, в основном, накапливаются в подстилках. Особенно велико накопление калия, в частности в подстилке ельника. Фосфор, подобно калию, также аккумулируется в подстилке ельника, здесь он закрепляется в связи со слабой энергией разложения растительных остатков, тогда как в почвах высоких местоположений фосфор в процессе разложения быстро высвобождается и вновь вовлекается в биологический круговорот.

Характеризуя валовой состав, В.П. Фирсова [282] пишет, что уральские бурые лесные почвы отличаются широким отношением и резко изменяющимся по профилю отношением $\text{SiO}_2:\text{Fe}_2\text{O}_3$.

В.П. Фирсова [282] в своей работе по горным почвам Среднего Урала отмечает тенденцию снижения каменистости от верхних элементов рельефа к нижним и преобладание обломочного материала размером более 10 мм в почве вершин склонов.

Гранулометрический состав, В.П. Фирсова [282] характеризует как легкосуглинистый и супесчаный.

Отличительной особенностью распределения фракции мелкозема по профилю этих почв является более высокое содержание ила и физической глины в верхних горизонтах по сравнению с почвообразующей породой, свидетельствующее об оглинении. Различия в верхних горизонтах обусловлено особенностями миграции веществ в процессе почвообразования и в зависимости от рельефа местности. Сравнение содержания ила и физической глины в гумусовом горизонте почв на разных

элементах рельефа позволяет отметить закономерное увеличение содержания их количества в почвах вниз по уклону местности, что обусловлено, очевидно, переносом материала поверхностным стоком [281].

Г.Н. Канисев [103] в горной части западного склона Среднего Урала подробно описал своеобразные горно-лесные примитивно-аккумулятивные почвы, впервые выделенные Е.Н. Ивановой.

Л.К. Главатских [44] изучала минералогический состав горно-таежных почв. Установлено, что минералогический состав илистых фракций представлен основными компонентами: смешаннослойными образованиями двух типов – слюда – монтмориллонитовыми и хлорит–монтмориллонитовыми образованиями, хлоритом и каолинитом. Неглинистые минералы представлены высокодисперсным кварцем и полевыми шпатами. Наличие полевых шпатов в илистых фракциях свидетельствует о том, что эти минералы не испытывают еще глубоких химических изменений и что процессы почвообразования в горно-лесных кислых неоподзоленных почвах связаны с трансформациями слюдистых и хлоритовых структур.

Р.П. Михайлова [170], при описании бурых грубогумусных ненасыщенных почвы в серной части Среднего Урала, отмечала следующие особенности горных почв: кислая реакция среды; сильная ненасыщенность поглощающего комплекса, обусловленная в минеральных горизонтах главным образом алюминием; высокое содержание гуматно-фульватного гумуса, и глубокое проникновение его по профилю; утяжеление гранулометрического состава с глубиной. Данные показатели являются результатом сочетания трех основных процессов: внутрпочвенного выветривания, биогенной аккумуляции и иллювиально-гумусового переноса веществ. Благодаря большому резерву малоустойчивых к выветриванию первичных минералов и их распаду или трансформации в бурых грубогумусных почвах накапливается большое количество несиликатных полуторных окислов и происходит метаморфическое оглинивание профиля. Биогенная аккумуляция зольных элементов отчетливо выражена в грубогумусовом и гумусовом горизонтах.

Е.Н. Иванова [94], Р.П. Михайлова [170], Л.К. Главатских [44] установили, что для бурых грубогумусных ненасыщенных почв Урала характерен тяжелосуглинистый или легкоглинистый мелкозем. Содержание физической глины варьирует в верхних горизонтах от 41 до 58 %, и может достигать 64 %. В составе физической глины наиболее высоко содержание илистых частиц. Данные гранулометрического состава позволяют констатировать обеднение верхних горизонтов почв илистой фракцией, и значительное накопление ее в нижележащем горизонте, за счет выноса тонко-пылеватого и илистого материала из верхних и средних горизонтов вглубь почвы.

Р.П. Михайловой [171] отмечено высокое содержание несиликатных форм железа и алюминия в мелкоземе бурых грубогумусных почв, особенно в верхних их горизонтах. Несиликатные оксолоторастворимые формы полуторных оксидов в тех же бурых лесных почвах накапливаются

в верхней части профиля на фоне некоторого обеднения ее валовыми формами железа. Такую же картину распределения по профилю дает и вытяжка Мера-Джексона из мелкозема почв, обнаруживая более высокое его содержание по сравнению с вытяжкой Тамма, и четко выраженный второй пик несиликатного железа в самом нижнем горизонте профиля. Кроме того, считает Р.П. Михайлова, что высокое содержание несиликатных форм полуторных оксидов в верхней части профиля, обусловленное как процессами выветривания, так и биологической аккумуляцией, способствует усреднению и закреплению значительной части гумусовых соединений и позволяет считать эти оксиды основными агентами, затормаживающими процессы подзолообразования.

В 1991 г. В.П. Фирсова, продолжая изучение бурых горно-лесных почв Урала, отмечает, что почвы сопровождаются выносом железа из верхних горизонтов, количество алюминия, кальция и магния остается неизменным. Накопление SiO_2 объясняет за счет привноса его с верхних элементов рельефа. И в работах В.П. Фирсовой [279] есть заметки о накоплении несиликатного железа в верхних горизонтах. Фирсова В.П. [279] характеризует процесс буроземообразования преобладанием и увеличением содержания вниз по профилю слабоокристаллизованного железа и уменьшение содержания аморфных и сильноокристаллизованных его форм.

Карпачевский Л.О. [110] считал, что маломощные высокогумусированные хорошо оструктуренные пылеватые тяжелосуглинистые, бедные минералами крупных фракций, с преобладанием неупорядоченных смешанослойных хлорит-монтмориллонитовв илистой фракции бурые лесные почвы начали формироваться в раннем голоцене при участии аэрального фактора.

Исследования горных почв коснулось отдельных пунктов Пермского края, так как горные почвы изучались в основном для расширения площадей сенокосов и пастбищ.

В 2000 г. специалисты МГУ приступили к изучению ландшафтов, почвенного и растительного покрова заповедной территории хребта Басеги [148].

В 1994-2003 г.г., Е.А. Ворончихина и Е.А. Ларионова изучали влияние техногенного загрязнения в горно-таежных ландшафтах на примере заповедника «Басеги» и провели биогеохимическую оценку его природных комплексов, а также выполнили детальные эколого-геохимические исследования буроземов [129, 130].

С 2009 г. Пермская государственная сельскохозяйственная академия начала расширенные исследования под руководством доцента кафедры почвоведения И.А. Самофаловой. Исследования И.А. Самофаловой [236-250], выпускников кафедры почвоведения: О.А. Лузяниной [149-156], Е.Р. Маулиной [167, 168], П.А. Каменских [102], Мамонотовой Н.В. [163], студентов Н.В. Соколовой [260], А.Р. Зинатулиной [76], О.А. Козловой, Я.С. Косожихиной, Д.А. Пищальникова [236, 238] раскрывают особенности горных почв Среднего Урала.

В ходе исследований были выявлены общие черты для всех горных почв заповедника: укороченный профиль почв; отсутствие морфологических признаков оподзоленности; кислая реакция среды; высокое содержание обменного алюминия и валового железа; значительное содержание и постепенное убывание гумуса по профилю, фульватный тип гумуса.

Понимание генезиса горных почв не будет полным без исследования их эволюции. В связи с этим, с 2013 г. Лузянина О.А. в рамках обучения в аспирантуре факультета почвоведения МГУ им. М.В. Ломоносова, занимается изучением эволюции горных почв Среднего Урала. Планируется анализ и обработка данных с помощью развиваемых в МГУ современных подходов в исследовании эволюции и генезиса почв (моренный и бассейновый подход; выяснение эволюции ландшафтов горной части Среднего Урала; определение, до сих пор не известных, радиоуглеродных датировок объектов исследования и др.).

Таким образом, горные почвы до сих пор представляют интерес для исследователей вследствие своей малой изученности, и особенностей горного почвообразовательного процесса.

3.МЕТОДОЛОГИЯ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ ПОЧВ

3.1 Методология проведения исследований

Основой методологии исследования эколого-генетических особенностей почв является системный подход к изучению объектов или явлений природы, внедренные в естествознание В.В. Докучаевым. Суть системного подхода заключается в следующем: любой объект или явление природы следует рассматривать не изолированно, а во взаимосвязи и взаимообусловленности с окружающими его объектами и процессами. То есть с позиции системного подхода, почва рассматривается как самостоятельная природная система, сформировавшаяся в результате различных факторов почвообразования.

Составляющие методологии изучения особенностей почв следующие: комплексный подход изучения почвенных объектов; субстантивный подход в изучении почв; морфологические методы изучения почв; профильно-генетический и сравнительно-географический подходы к оценке состояния почвы; определение информативных показателей и интегральная характеристика состояния какого-либо свойства почвы; учет пространственной и временной вариабельности свойств почвы; единообразие методик и методов исследований.

Комплексность исследований может соблюдаться в большей или меньшей степени, так как в современных условиях не существует какого-либо одного универсального метода определения того или иного свойства почвы при большом количестве разнообразных методов. Необходимо использовать и сочетать различные методы для характеристики и оценки какого-либо одного свойства почвы, что позволяет получить более разностороннюю и многогранную оценку показателя, или процесса, или явления.

Субстантивный подход применялся при изучении состава и структурной организации почвы. При субстантивном подходе используется широкий арсенал прямых методов.

Морфологические методы использовали на всех уровнях изучения организации почвы. Роль морфологических методов особенно высока при полевой диагностике почв, генетическом «прочтении» почвенного профиля, отборе образцов, выборе ключевых участков и точек для стационарных исследований, картографировании почв [87, 225]. В основе морфологического описания почв лежит визуальная оценка неоднородности почвенного тела в виде отдельных частиц, агрегатов, новообразований, генетических горизонтов, палеокриогенных структур различного характера, наличия погребенных почв и т.д. Эта информация является основой диагностических критериев, по которым можно идентифицировать конкретный профиль и дать название почвы по соответствующей классификации.

Профильно-генетический метод предусматривает оценку свойств почвы не только верхних горизонтов, а всего генетического профиля до

почвообразующей породы. Профильное изучение почв позволяет раскрыть закономерности их генезиса и их особенностей формирования на конкретной территории.

Сравнительно-географический анализ позволяет сравнивать между собой свойства различных почв и выявлять пространственные закономерности формирования почв в зависимости от географии факторов среды.

Выбор показателей для изучения состояния почвенного покрова должен основываться на критериях: информативность (тесная корреляция между показателем и фактором почвообразования); высокая чувствительность; хорошая воспроизводимость результатов; незначительное варьирование показателя; небольшая ошибка опыта; простота, малая трудоемкость и высокая скорость определения; широкая распространенность метода, соответствие принятым стандартам.

Выбор показателей для диагностики эколого-генетических особенностей почв и их состояния должен проводиться в зависимости от целей и задач исследования, имеющейся лабораторно-аналитической базы, подготовки персонала и других критериев.

Свойства почвы характеризуются высокой пространственной и временной вариабельностью, поэтому при их исследовании важен правильный пространственный отбор почвенных и других образцов для лабораторных исследований. Статистическая обработка включает определение показателей вариации, проведение корреляционного анализа, анализ пространственной структуры [62]. Корреляционный анализ применяется для изучения тесноты и формы связи между изучаемыми показателями свойств (факторов), а также между различными показателями состояния почвы, при исследовании взаимосвязи и взаимообусловленности почвообразовательных процессов.

Единообразие методик и методов исследований подразумевает необходимость выработки единой методики исследований свойств почв, включая правила отбора образцов, выбор показателей и использование однотипных лабораторных методов определения свойств почв.

3.2 Объекты и методы исследований

Государственный природный заповедник «Басеги» был организован 1 октября 1982 г. за счет передачи части территории Чусовского и Вижайского лесхозов общей площадью 19422 га с охранной зоной в 23000 га. Общая площадь заповедной территории после ее расширения в 1993 г. составляет на сегодняшний день 37957 га, охранная зона – 21345 га. Государственный природный заповедник «Басеги» расположен на стыке Гремячинского и Горнозаводского административных районов, на восточной границе Пермского края. Заповедник является природоохранным, научно-исследовательским и эколого-просветительским учреждением федерального значения. Целью создания заповедника было

сохранение и изучение естественного хода природных процессов и явлений, типичных и уникальных экологических систем.

Исследования проводили на территории заповедника с 2009 по 2012 год. Было проведено рекогносцировочное обследование растительных сообществ, рельефа и приуроченных к ним почв на горе Северный Басег. Объектами исследований были: почвенный покров г. Северный Басег; почвенный покров у подножия горы в пределах поймы р. Малый Басег. Детальное обследование проводили с учетом высотной поясности на всех макросклонах г. Северный Басег (рис. 1). Высота над уровнем моря (н.у.м.) и географические координаты: 951 м, 58°56'52" с.ш. 58°29'31" в.д. На южном склоне г. Северный Басег, в силу его доступности, структура почвенного покрова изучена подробнее.

Почвенные катены изучали с учетом пересечения всех основных элементов мезорельефа и наличия основных типов растительности, характерной для данной территории. В общей сложности, на склонах горы было заложено 32 почвенных разреза. Проведена инвентаризация почв и соответствующей растительности горно-тундрового, подгольцового и горно-лесного высотных поясов; определена таксономическая принадлежность почв; выявлены основные закономерности их пространственного размещения, проведено рекогносцировочное обследование растительного покрова. Генетические горизонты и почвы диагностированы согласно «Полевому определителю почв России» [206]. Классификация растительных типов выполнена в соответствии с картой растительности, разработанной для заповедника, и описаниями геоботаников [11]. Почвообразующие породы: кварцито-песчаники, хлоритовые, хлорито-серицитовые, слюдистые сланцы и продукты их выветривания.

Другой объект исследований – подножие горы Северный Басег в районе маловыраженной поймы р. Малый Басег и ее мелких притоков в северо-западной части заповедника (рис. 2). Правый и левый берега притока р. Малый Басег (высота н.у.м. от 344 м до 396 м), на которых было заложено в общей сложности 13 почвенных разрезов, принципиально различны. Правый берег восточной экспозиции, пологий, сложен элювием кристаллических сланцев, характеризуется перепадом высот около 2°, максимальная абсолютная высота участка заложения разрезов 396 м над уровнем моря. Левый берег западной экспозиции – более крутой с перепадом высот в 7°, сложен, преимущественно, обломочным материалом кристаллических сланцев.

Таким образом, всего было исследовано 45 почвенных разрезов. Аналитические исследования выполнены на кафедре почвоведения в лаборатории Пермской ГСХА, в лаборатории химии почв Почвенного института имени В.В. Докучаева. Повторность составляла не менее 4-5 определений, а в некоторых исследованиях до 10. В исследовании свойств горных почв использованы методы:

1. Определение скелетности почв [1].
2. Определение гигроскопической влаги [52].

3. Определение гранулометрического состава почв методом пипетки, по Н.А. Качинскому (подготовка почвы к анализу пирофосфатным методом).
4. Определение гидролитической кислотности (H_r) по методу Каппена [51].
5. Определение суммы обменных оснований (S) по методу Каппена-Гильковица [53].
6. Определение гидролитической кислотности (H_r) для торфяных горизонтов [268].
7. Емкость катионного обмена и степень насыщенности почв основаниями – расчетным методом по S и H_r .
8. Определение обменной и актуальной кислотности потенциометрическим методом [53].
9. Определение обменного алюминия по Соколову [266].
10. Валовой химический состав на приборе «РеСпект» – методом энергодисперсионного рентгенфлуоресцентного анализа (РФА). Определено содержание макро- и микроэлементов (лаборатория физико-химии почв Почвенного института имени В.В. Докучаева).
11. Определение содержания несиликатного и аморфного железа в почве проводилось по методикам Тамма и Мера-Джексона атомно-абсорбционным окончанием (лаборатория физико-химии почв Почвенного института имени В.В. Докучаева).
12. Магнитная восприимчивость почв – на каппометре КТ-6.
13. Рассчитаны показатели группового состава соединений железа: железо силикатных соединений (Fe_c) (по разности между валовым содержанием железа ($Fe_{вал}$) и содержанием железа несиликатных соединений ($Fe_{нс}$); железо окристаллизованных соединений ($Fe_{окр}$) (по разности между содержанием $Fe_{нс}$ и содержанием железа аморфных соединений ($Fe_{окр}$); коэффициент Швертмана (отношение $Fe_{окр}/Fe_{нс}$). Коэффициенты по Вадюниной ($K\chi$) рассчитаны по формуле: $K\chi = \frac{ae_A}{ae_C}$, где ae_A и ae_C – объемная магнитная восприимчивость горизонтов $A_1(A_0)$ и $C(D)$.
14. Расчет молярных отношений оксидов профиля, коэффициентов дифференциации профиля, коэффициенты эллювиально-иллювиальной миграции, средневзвешенное содержание гранулометрических фракций, оптической плотности гумусовых веществ, коэффициента поглощения (экстинция), коэффициента цветности [37].
15. Определение содержания органического вещества по методу Тюрина в модификации Антоновой [7].
16. Ускоренное определение состава гумуса минеральных почв методом М.М. Кононовой и Н.П. Бельчиковой [37].
17. Подвижные формы P_2O_5 и K_2O по методу Кирсанова [50].
18. Математическая обработка результатов исследований выполнена с использованием прикладных программ Microsoft Excel и Statistica 6,0. В рисунках по статистике, результаты по генетическим горизонтам для удобства представления сгруппировали и условно обозначили буквами A (верхние гумусовые горизонты), AB (переходные гумусовые), B (срединные горизонты), C (почво-элювий).



Рис.1 – Гора Северный Басег, ГПЗ «Басеги»



Рис. 2 – Пойма р. Малый Басег

4. ЭКОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ГОРНОГО ПОЧВООБРАЗОВАНИЯ

4.1 Климат

Заповедник «Басеги» расположен на западном склоне Уральской горной страны и представляет собой эталон западноуральской горной тайги (рис. 3).

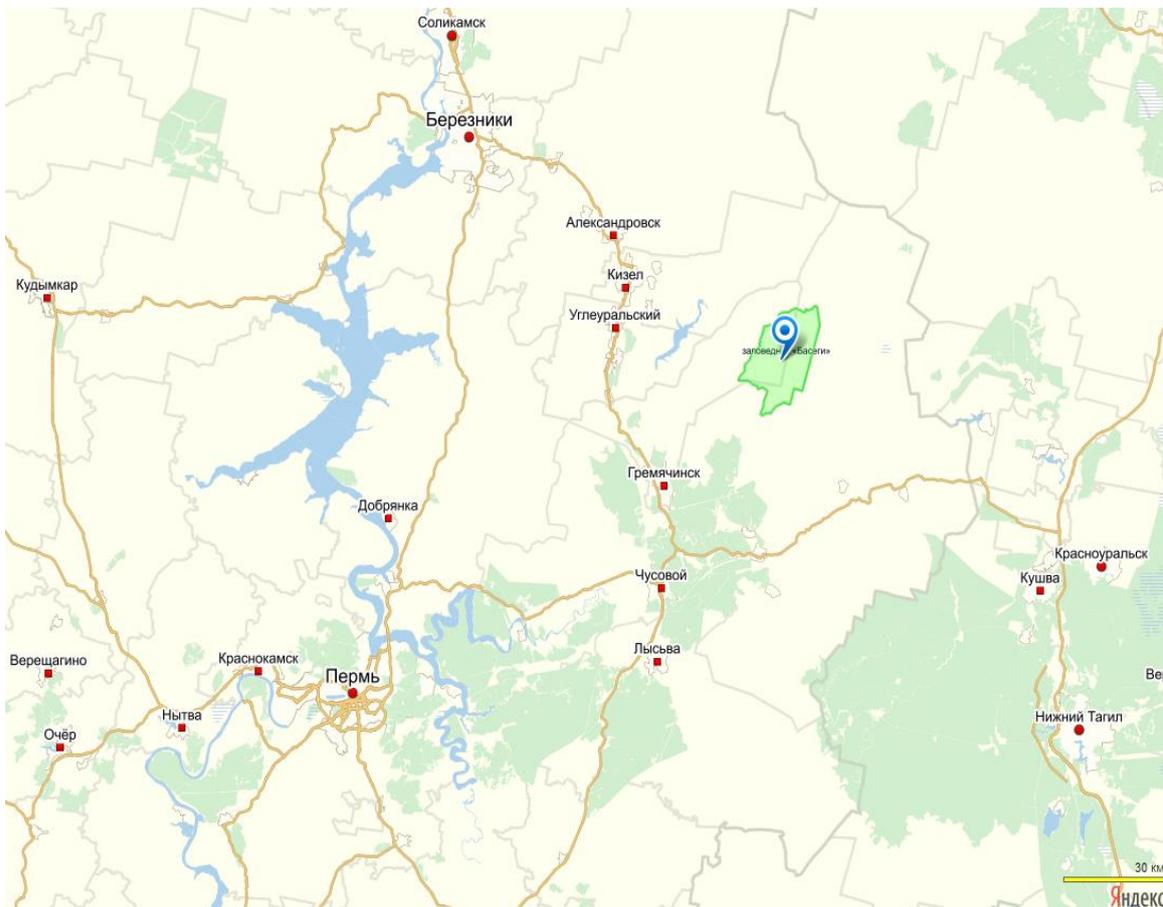


Рис. 3 – Географическое положение заповедника «Басеги» на территории Пермского края [322]

Район заповедника входит в Атлантико-Континентальную европейскую климатическую область умеренного пояса. Положение на 60-тых широтах определяет количество поступающей солнечной радиации ($80-90 \text{ ккал/см}^2$). В силу большой величины альбедо территории радиационный баланс зимой отрицательный. Поскольку заповедник лежит в умеренном климатическом поясе, над территорией господствует западный воздушный перенос, приносящий с Атлантики осадки, неустойчивую погоду. При преобладании ветров западного направления (рис. 4), значительную долю составляют ветры с восточной и южной составляющей. В зимние месяцы преобладают ветры западного и юго-западного направлений, средняя скорость которых достаточно высокая ($4,1-5,0 \text{ м/с}$) и особенно возрастает в горах, выше границы леа. Летом, кроме

западных и юго-западных ветров, часты ветра северо-западного направления.

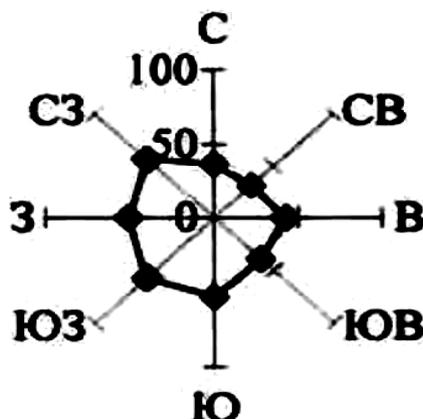


Рис. 4 – Роза ветров для территории заповедника «Басеги», среднее за 2000-2010 гг. [131-135]

Немаловажным фактором в распределении температур, осадков и других метеорологических величин является горный рельеф. Находясь на пути западного переноса воздушных масс хребты заповедников, как и Урала в целом, препятствуют проникновению западных влажных воздушных масс на восток.

Климат заповедника характеризуется континентальностью, в чем существенную роль играет арктический воздух, вторгающийся сюда чаще всего весной. В заповеднике относительно теплое лето: средняя температура июля $13,3^{\circ}\text{C}$. Средняя температура января $-17,9^{\circ}\text{C}$, в некоторые годы самым холодным месяцем оказывается февраль [148].

Климат на территории отличается резкими колебаниями среднегодовой температуры воздуха, абсолютная амплитуда достигает 88°C , а летом колебания дневной и ночной температур достигают $15-29^{\circ}\text{C}$. Средняя годовая температура воздуха ниже 0°C . Зима продолжительная и суровая, со средней температурой воздуха в январе -18°C и ниже. Такие температуры обеспечивают устойчивый снежный покров, который достигает 1,5-2 м. Лето умеренно-теплое, средняя температура воздуха в июле $15-17^{\circ}\text{C}$. Лето короткое, безморозный период длится в среднем 70-80 дней [136].

Температурный режим определяется также высотой н.у.м., каждые 100 м температура понижается на $0,5^{\circ}\text{C}$. Зимой наблюдается обратное явление: с высотой температура повышается на $1-3^{\circ}\text{C}$, так как в низинах застаивается холодный воздух [120].

Осадков значительно больше, чем в равнинной части Пермского края, при очень больших колебаниях в разные сезоны: среднегодовое количество осадков: от 496 мм (1976 г.) до 1071 мм (1978 г.). Половина осадков приходится на снег. Дожди бывают в основном в сентябре и июне, на западном склоне значительная часть – в августе. Минимум осадков

выпадает в феврале и декабре. Летом в горах часты грозы. На теплый период приходится 60 % годового количества осадков [148].

Устойчивый снежный покров образуется обычно в 3-й декаде октября и держится в среднем до 3-й декады апреля. Средняя глубина снежного покрова – 115-120 см на западных склонах и почти на 30 см меньше – на восточных. В долинах глубина снежного покрова может достигать 1,5 и даже 2 м, а на вершинах не превышает 50-70 см.

Большое количество осадков и расчлененный рельеф способствуют усилению поверхностной водной миграции химических элементов. Климатические условия обеспечивают промывной режим увлажнения, низкую микробиологическую активность, обусловленную недостатком почвенного тепла, малоактивного разложения органических остатков.

Атмосферные аномалии имеют важное значение для почвообразования в условиях нарастающей антропогенной нагрузки. В летние месяцы часты вторжения холодного арктического воздуха и быстрое его проникновение на юг вдоль Уральского хребта, что приводит к столкновению с нагретым материковым воздухом. В зоне их контакта возникает активная циклоническая деятельность, сопровождающаяся выпадением большого количества атмосферных осадков [294]. Здесь же могут формироваться очаги штилей, обуславливающие застаивание и аккумуляцию атмосферных загрязнителей.

В горах климат всегда суровее, чем в пониженных участках рельефа.

Таким образом, климат заповедника типично горный, обуславливающий вертикальную зональность растительности и почвенного покрова, которая часто нарушается вследствие различий в крутизне и экспозиции склонов, формирующих разный водный и тепловой режим.

4.2 Геологическое строение горной части Урала

Горная полоса Урала, к которой относится территория заповедника, сложена метаморфическими породами, главным образом, хлоритовыми, хлорито-серицитовыми, и слюдястыми сланцами, кварцитами и некоторыми другими породами. Коренные породы покрыты плащом четвертичных отложений. Среди них на территории Пермского края отмечаются покровные и элювиально-делювиальные глины и суглинки, флювиогляциальные, озерно-ледниковые и древнеаллювиальные пески и супеси, элювий коренных пород, элюво-деливий, делювий, пролювий, колювий [224].

В геологическом строении территории заповедника «Басеги» участвуют породы верхнепротерозойского возраста, которые подразделяются на две серии: басегскую и серебрянскую [132].

Басегская серия слагает Кваркушско-Басегский антиклинорий, который прослеживается в меридиональном направлении в центральной и западной части заповедника. Серию слагают отложения четырех свит: Ослянская, Щегровитская, Федотовская, Усьвинская.

Ослянская свита имеет незначительное распространение. Ее отложения выступают на поверхность. Свита сложена однородными мелкозернистыми реже среднезернистыми кварцитами и кварцито-песчаниками толсто и грубослоистого сложения (мощность слоев от 5-10 см до 1-1,5 м). Окраска в основном светло-серая, но нередко встречается белая и серая до темно-серой. Наряду со складчатостью в этих породах отмечается большое количество различно ориентированных трещин, с которыми связаны кварцевые прожилки с небольшими полостями, выполненными по стенкам мелкими кристаллами горного хрусталя. Мощность свиты 150-250 м до 400-500 м.

Щегровитская свита представлена в основном вулканогенными образованиями – базальт-порфиридами, трахи-базальтовыми, трахитовыми порфирами, туфами различного состава и другими разновидностями вулканогенных пород, нередко превращенными в зеленые сланцы. Окраска пород зеленая, сиреневая, темно-серая, вишневая с различной тональностью. Мощность 50-900 м.

Федотовская свита. Отложения этой свиты распространены в основном на восточном крыле Басегской антиклинали, обрамляя выход ослянской и щегровитской свит. Для нее наиболее характерны однообразные черные и темно-серые, нередко ленточно-полосчатые углистые и слюдисто-кварцевые сланцы и филлиты, иногда пиритизированные. Среди сланцев присутствуют прослои и пачки серых кварцито-песчаников обычно кварцевого состава. Мощность свиты достигает 1050-1100 м.

Породы Усьвинской свиты распространены на крыльях Басегского антиклинория. Среди них преобладают кварцито-песчаники светло-серого цвета с различными оттенками (коричневатым, зеленоватым, сиреневатым). В подчиненном количестве присутствуют прослои и пачки филлитовидных сланцев слюдисто-кварцевых, хлорит-слюдисто-кварцевых. Мощность свиты 500-1200 м.

Серебрянская серия с запада и с востока обрамляет Басегскую антиклиналь. Накопление отложений, ее слагающих, происходило в венде. В пределах заповедника она представлена следующими свитами: Вильвенская, Першинская, Танинская, Гаревская, Койвинская, Бутонская, Керноская.

Вильвенская свита. Сложена терригенными и вулканогенными образованиями. Преобладают кварцито-песчаники полевошпато-слюдисто-кварцевого состава, светлые, часто с зеленоватым оттенком, и альбито-хлорито-слюдистые зеленовато-серые сланцы. В средней части разреза развита толща тиллитовидных конгломератов мощностью 250-400 м.

Першинская свита представлена в основном серыми и темно-серыми углисто-кварцевыми сланцами и кварцито-песчаниками полевошпато-кварцевого состава с той же окраской с прослоями гравелитов. Мощность достигает 500 м.

Танинская свита. Преимущественно тиллитовидные конгломераты темно-серые, местами зеленоватые и вишневые. Характеризуется изменчивой мощностью.

Гаревская свита. Однообразные терригенные образования, среди которых в нижней части преобладают тонколенточно-полосчатые алевролиты и глинистые сланцы зеленовато-голубовато- и темно-серой (местами до черной) окраски, содержащая прослой полевошпат-кварцевых песчаников. Мощность свиты составляет 80-580 м.

Койвинская свита сложена филитизированными глинисто-алевритовыми сланцами (от песчаных алевролитов до аргиллитов) и полевошпат-кварцевыми песчаниками. В средней части разреза присутствуют слои и пачки щелочных базальтов, тиллитовидных конгломератов, гематитовых сланцев, известняков. Суммарная мощность 550-700 м.

Бутонская свита представлена однообразными сероцветными углисто-глинистыми сланцами мощностью 120-400 м.

Керноская свита в нижней части сложена однообразными полевошпат-кварцевыми светло-серыми и серыми фосфатизированными песчаниками; верхняя часть представляет собой переслаивание пестроцветных глинисто-алевритовых сланцев с серыми полевошпат-кварцевыми песчаниками. Развита пачка вулканогенных образований, среди которых преобладают трахибазальты и базальты с подушечной отделенностью, а также их туфы. Общая мощность составляет 350-550 м [263, 132].

Территория заповедника «Басеги» в геохимическом отношении представляет собой провинцию, обогащенную по сравнению с региональным Уральским фоном такими элементами, как никель, хром, кадмий и молибден. Е. А. Ларионовой [129, 130] был проведен анализ горных пород, результат которого представлен в таблице 1.

Таблица 1

Содержание тяжелых металлов в горных породах заповедника «Басеги», мг/кг [129, 130]

Горные породы	Ni	Co	Cr	Mn	V	Cu	Zn	Pb	Cd	Mo	Ba	Sr
Кварцито-песчаники, сланцы	24,0	8,0	110,0	740,0	43,0	44,0	60,0	9,4	2,9	2,7	610,0	100,0
Кларк для пород Урала*	20,0	10,0	30,0	800,0	80,0	50,0	60,0	10,0	0,2	1,0	150,0	150,0

* по Г.А. Вострокнутову [37]

В целом ряд накопления микроэлементов для подстилающих пород заповедника «Басеги» выглядит следующим образом [133]: Ti>Mn>Zr>Ba>Sr>Cr>Zn>Cu>V>Ni>Ga>Y>Co>Pb>Ge>Mo>Sn>Be>Sc.

Таким образом, хребет Басеги приурочен к полосе устойчивых к выветриванию кварцито-песчаников осянкой свиты – самых древних пород на территории заповедника (кварцевые, слюдисто-кварцевые,

полевошпатно-кварцевые разновидности) и относится к Вишерско-Чусовскому краевому поднятию [263].

4.3 Рельеф

По схеме геоморфологического районирования С.С. Воскресенского [35] территория заповедника относится к области грядово-останцового низкогорья Среднего Урала провинции осевой зоны Урала Новоземельско-Уральской страны. Она характеризуется сглаженным рельефом. В северной части области наблюдается несколько параллельных гряд высотой 500-800 м, к которым относятся и Басеги, разделенных меридиональными депрессиями, происхождение которых связано в основном с тектоническими и карстово-тектоническими процессами. Они дренируются речными долинами.

Основу орографического плана территории заповедника составляет хребет Басеги, протягивающийся, в соответствии с тектоническим строением, в меридиональном направлении. Хребет представляет собой цепь из трех гор, самая высокая из которых – Средний Басег – достигает 994,7 м. К северу от нее расположен Северный Басег (951,9 м), к югу – Южный Басег. Вершины разделены между собой седловинами с абсолютными высотами около 650 м [149].

В плане каждая из гор вытянута с севера на юг в соответствии с простиранием хребта в целом. Судя по залеганию пород и геологической карте, самая высокая часть хребта проходит не в зоне шарнира антиклинальной складки, а смещена в сторону ее левого крыла, то есть падение слоев идет на запад и северо-запад. Падение пластов пород, слагающих антиклиналь, заметно изменяется на соседних участках, что находит отражение в облике вершин и хребтов. Северные отроги небольшой цепи Басежат, где падение пластов достигает значительной величины, представляют собой узкий островершинный асимметричный гребень. К югу угол падения уменьшается, и Средний Басег – это массивное сооружение, ступенчатость склонов которого подчеркивается наклоном слоев.

Вообще, асимметричный профиль характерен для всех вершин хребта Басеги – более пологий восточный склон сменяется более крутым западным, что связано с тектоническим строением территории (рис. 5).

Горы большей частью увенчаны платообразной поверхностью (абсолютная высота колеблется от 700 до 850 м), над которой возвышаются обнаженные вершинные гребни (г. Северный Басег, хр. Басежата), округлые в плане заостренные вершины (г. Средний Басег), также имеющие асимметричный поперечный профиль. Местами на выровненных поверхностях встречаются останцы – результат морозного выветривания и избирательной денудации. Особенно причудливую форму они имеют на плато г. Средний Басег к югу от ее вершины. В высоту эти столбообразные ступенчатые формы рельефа достигают 20 м. На плато г. Северный Басег возвышения невысокие, на широком основании имеют облик тумпов [132].

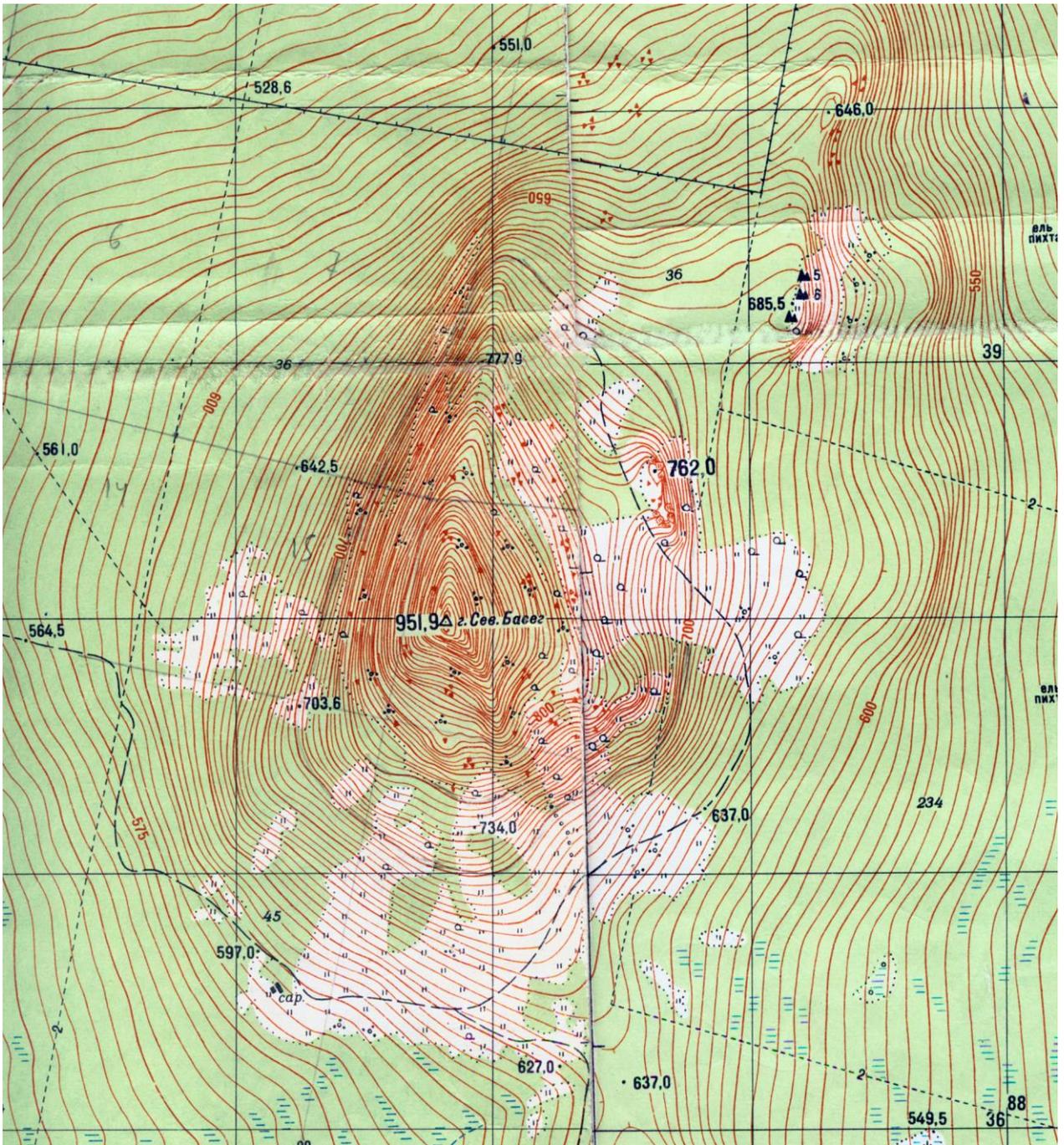


Рис. 5 – Картограмма рельефа г. Северный Басег, масштаб 1:25 000
(материалы архива заповедника)

Все вершины, гребни и их склоны перекрыты развалами глыб и курумами, которые также широко распространены на платообразных поверхностях. Среди россыпей крупных глыб местами поднимаются выступы коренных пород в виде высоких столбов и стен. Курумы имеют вид каменных рек, каменных морей. Средняя длина каменных рек на плато г. Северный Басег в юго-западной части составляет около 70 м, площадь отдельных каменных морей достигает 50 на 50 м. Обломки, их составляющие, в подавляющем большинстве уплощенные, представляют

собой огромные плиты длиной до метра и более и толщиной в первые десятки сантиметров. Это также связано со слоистым сложением слагающих их кварцито-песчаников. Местами гребни разбиты трещинами глубиной более 10 м.

Склоны гор в целом преимущественно прямые, местами ступенчатые, их средняя крутизна составляет 15-20°. В целом крутизна склонов снизу вверх увеличивается постепенно, без резких уступов, переход от подножий к склонам гор также не выражен в рельефе резко. Склоны задернованы, выходов коренных пород на них не наблюдается. На склонах гор имеются многочисленные уплощенные участки – нагорные террасы, значительная часть которых поросла лесом. Нижние террасы – реликтовые, а верхние – новейшего происхождения. По более пологим склонам лесная растительность поднимается выше, чем по более крутым, почти до самых вершин [35].

В лесах встречаются биогенные формы рельефа. Самые крупные по площади из них – искорные бугры и сопутствующие им ямы. Их длина достигает 3-3,5 м, высота 2-2,5 м. Среди упавших деревьев преобладают ели, поэтому искорные ямы очень слабо выражены в рельефе. Очень заметный микрорельеф на территориях, поросших лесом с папоротниковым покровом, создают кочки папоротников высотой до 30 см.

Ледник, в свое время не достиг хребта Басеги, в связи с этим здесь преобладали процессы гольцовой денудации, которая раздробила массив на ряд изолированных вершин. В настоящее время главными рельефообразующими процессами являются деятельность текучих вод, а также гравитационное перемещение продуктов выветривания. Речные долины разработаны слабо в связи с твердостью подстилающих горных пород, но впадины между водоразделами значительны по ширине. Сами водоразделы тоже широки, сильно и глубоко расчленены густой сетью узких речных долин.

Преобладающими современными процессами рельефообразования являются выветривание и денудация, склоновые, флювиальные, биогенные процессы. На вершинах присутствует эоловый перенос.

4.4 Гидрография

На территории хребта протекает 7 рек, ширина которых от 3 до 10 м. все они типично горные со значительным уклоном русел, большой скоростью течения (от 3 до 8 км/с). Стекающие с западного склона хребта реки Большая Порожня, Малый и Большой Басег текут на запад, впадая в р. Усьву. Река Порожня течет с юга на север и тоже является притоком реки Усьвы. Река Коростелевка с многочисленными притоками берет начало в межгорной котловине к востоку от хребта, течет с севера на юг и впадает в р. Вильву.

Гидрографическая сеть в заповеднике также представлена двумя крупными реками средней величины – Усьвой (на северной границе заповедника) и Вильвой (на южной границе), притоками реки Чусовой

Камского водного бассейна. Их многочисленные мелкие притоки густо пронизывают пониженные участки рельефа. Все реки заповедника имеют хорошо выраженный горный характер, их ложе каменистое, русло порожистое, речные долины разработаны слабо.

Наибольшая ширина Усьвы – 92 м, глубина – от 30 см (на перекатах) до 2,2 м. Уровень воды р. Усьва может колебаться по годам и сезонам очень значительно, амплитуда достигает 1,5 м. Сначала р. Усьва течет на восток, затем на север, на трети пути поворачивает на запад и, обогнув хребет Басеги, устремляется на юго-запад и впадает в р. Чусовую. Начало ледостава на Усьве приходится на период от 20 октября до 24 ноября. Лед держится от 175 до 218 дней. Толщина его колеблется от 6 до 78 см. Ледоход длится в среднем 6 дней. Воды реки богаты кислородом и не загрязнены.

Река Вильва берет начало на западном склоне Уральского хребта, в 50 км восточнее заповедника. Длина ее около 170 км. Наибольшая ширина реки – 84 м, глубина колеблется от 60 см до 2,2 м. При этом в период весеннего половодья уровень воды поднимается на 4 м, а его колебания по годам и сезонам составляют от 1,5 до 4 м. Ледовые явления на Вильве характеризуются более поздними (на 2-3 дня) по сравнению с Усьвой сроками начала ледостава и более ранним (на 5-6 дней) ледоходом, поэтому ледяной покров на р. Вильве держится почти на 10 дней меньше, чем на р. Усьве. Дно обеих рек песчано-гравийное, часты порожистые перекаты, усеянные обломочным материалом.

Встречаются на описываемой территории и настоящие болота, в основном переходные и низинные. Одно из болот, которое было исследовано, в длину составляло около 120 м, в ширину – около 75 м. В плане овальной формы, оно длинной осью было направлено вдоль по пологому (до 5°) склону и расположено в седловине, заболоченная ложбина из которой тянется в сторону верховьев р. Малый Басег в южном направлении [131].

Основными источниками питания рек служат талые воды (53 %), дождевые воды (29 %) и подземные (18 %). Водность всех рек высока круглый год. Для исследуемой территории характерно преобладание поверхностных вод гидрокарбонатно-кальциевого состава, что связано с составом подземных вод и атмосферных осадков.

4.5 Высотная поясность

По классификации Б.А. Чазова [289] хребет Басеги находится в зоне горной тайги и включает в себя Уральскую провинцию горно-моховой и мохово-травяной тайги. В пределах последней Б.А. Чазов выделяет округ с более разнообразной тайгой, развитым травостоем и фрагментарной дифференциацией ландшафта. Общий фон растительного покрова создают таежные темнохвойные леса, покрывающие пологие склоны и межгорные равнины.

По геоботаническому районированию Пермского края хребет Басеги относится к подрайону пихтово-еловых и березовых лесов района горно-таежных пихтовых лесов [58].

По зональному подразделению растительного покрова П.Л. Горчаковским [49], рассматриваемая территория находится в подзоне средней тайги бореально – лесной зоны в пределах западных отрогов Уральской горной страны.

По ботанико-географическому районированию Европейской части заповедник входит в состав Камско-Печорско-Западно-Уральской подпровинции Урало-Западно-Сибирской таежной провинции Евро-Азиатской таежной области [99].

Каждая крупная горная система характеризуется своими специфическими особенностями поясного распределения растительности. Многие исследователи пытались подразделить растительность Урала на высотные пояса, в которых были и черты сходства, и различия в деталях.

Наиболее детальная дифференциация была проведена П.Л. Горчаковским [49]. Он, проанализировав огромное количество имеющегося к тому времени ботанико-географического материала, пришел к выводу, что высокогорья Урала по комплексу характерных для них признаков тяготеют к гольцовому (горно-тундровому) ландшафту и применение по отношению к ним укоренившихся в уральской ботанико-географической литературе традиционных наименований высотных поясов – «альпийский», «субальпийский» – нецелесообразно. Автор выделил на Урале следующие пояса растительности, сменяющие друг друга снизу вверх: горно-степной, горно-лесостепной, горно-лесной, подгольцовый, горно-тундровый, холодный гольцовых пустынь. Уральские горы имеют значительную протяженность в меридиональном направлении и пересекают несколько крупных равнинных зональных подразделений растительного покрова, каждому из которых соответствует в горах свой вертикальный ряд высотных поясов.

На Среднем Урале П.Л. Горчаковский [49] выделил горно-лесной, подгольцовый (субальпийский), горно-тундровый (альпийский) пояса.

Кроме того, на территории заповедника хорошо выражены три подпояса подгольцового (субальпийского) пояса (парковое редколесье, криволесье, субальпийские луга) [10, 72, 148].

Особенности географического положения, геоморфологических, климатических, исторических условий определили своеобразие растительности заповедника. В заповеднике представлен уникальный для этой части Урала набор вертикальных поясов и анализ флоры может дать представление о флоре гор средней тайги бореально-лесной зоны Урала.

1. Горно-лесной пояс. Это самые большие по площади лесопокрытые территории предгорий хребта. Растительность горно-лесного пояса представлена елово-пихтовыми лесами с примесью березы по склонам. В древесном ярусе господствуют ель сибирская (*Picea obovata*), пихта сибирская (*Abies sibirica*) с примесью березы пушистой (*Betula pubescens*).

Основные типы леса горно-лесного пояса определяются подпологовой растительностью: ельник крупнопоротниковый; ельник крупнопоротниково-снытевый; ельник-долгомошник; ельник хвощово-сфагновый; ельник приручейниково-разнотравный.

Нижние части склонов до высоты 300-600 м покрывает темнохвойная тайга. Эти леса занимают долины рек, ручьев, межгорные ложбины. Слабо покатые склоны хребта покрыты зеленомошно-черничковыми ельниками; плоско-выпуклые вершины – ельниками зеленомошно-мелкотравными; нижние склоны – это сырые ельники мшисто-хвощевые; межгорные седловины занимают сфагново-пушицевые ельники-березняки. Днища логов и долины речек с проточным и временным увлажнением покрыты ельниками приручевыми. В руслах рек имеются небольшие луговые угодья [148].

Леса низкоплотные и труднопроходимые из-за ветровалов и повсеместной заболоченности. Высота деревьев более 14-16 м. Травяной покров невысок, но, как правило, достаточно густой (вейник тупочешуйчатый *Calamagrostis obtusata*, борец северный *Aconitum septentrionalekoelle*, хвощ лесной *Equisetum sylvaticum*, седмичник европейский *Trientalis europaea*, вороний глаз четырехлистный *Paris quadrifolia*, чемерица Лобеля *Veratrum lobelianum Bernh*), обычны участки с покровом из зеленых мхов.

По мере подъема в горы картина постепенно меняется: лес становится реже, светлее, увеличивается примесь березы. Меняется и травяной покров: появляется высокотравье (таволга *Spiraea*, аконит *Aconitum*, вейник *Calamagrostis*). Деревья здесь меньшей высоты (ель – до 12 м, пихта – до 10 м, береза – до 9 м). В подлесье – рябина сибирская (*Sorbus rossica Spath*), шиповник иглолистный (*Rosa acicularis*), малина обыкновенная (*Rubus idaeus*). Довольно часто в средней и нижней части склонов попадаются заболоченные участки. Деревья здесь угнетены, а на участках сфагновых болот их почти нет.

Еще выше, ближе к верхней границе горно-лесного пояса, доминирует высокотравье (120-140 см) – лобазник вязолистный (*Filipendula ulmaria*), борец северный (*Aconitum septentrionalekoelle*), дудник лесной (*Angelica sylvestris*), бодяк разнолистный (*Cirsium heterophyllum*), вейник Лангсдорфа (*Calamagrostis langsdorffii*), чемерица Лобеля (*Veratrum lobelianum*). Очень обычны здесь заросли крупных папоротников (сем. *Aspidiaceae*, *Thelypteridaceae*, *Ophioglossaceae*). Деревья становятся ниже, растут на большом расстоянии друг от друга. Сплошные массивы леса сменяются отдельными «островами», отделенными друг от друга лугами, и горно-лесной пояс сменяется субальпийским.

2. *Субальпийский (подгольцовый) пояс* находится на высоте 580-870 м. Травянистая луговая растительная формация имеет доминирующее значение в этом поясе. Высота верхней границы пояса зависит от экспозиции и крутизны склонов, характера рельефа.

По мере подъема в горы тайга редет. На границе горно-лесного и субальпийского пояса начинается парковое редколесье – это разреженные

низкорослые елово-пихтовые леса с примесью рябины сибирской (*Sorbus rossica Spath*), березы пушистой (*Betula pubescens*)).

Леса верхних частей горных склонов называют «парковыми» за редкостойность и относительно малую сомкнутость подлеска и крупнотравья. Морфологически парковое редколесье отличается от криволесья и тайги высотой древостоя (8-10 м). Искривление стволов небольшое, в основном в верхней части. В травяно-кустарничковом покрове этих лесов значительно уменьшается доля крупнотравья. Здесь постепенно, с увеличением высоты, возрастает доля кустарничков (черники *Vaccinium myrtillus*, брусники *Vaccinium vitis idaeae*), мелких папоротников (сем. *Thelypteridaceae*, *Ophioglossaceae*), щучки извилистой (*Deschampsia flexuosa*). Чем выше по склону, тем ниже становится высота деревьев. Береза извилистая (*Betula tortuosa*), ель (*Picea obovata*) и изредка пихта (*Abies sibirica*) растут небольшими куртинами, между которыми встречаются субальпийские поляны. В местах с достаточным слоем мелкозема развиваются крупнотравные ассоциации, на каменистых участках – зеленомошные ассоциации. Парковое редколесье на выровненных участках переходит в естественные луга [148].

В нижней части субальпийского пояса парковые леса (высота деревьев 8-10 м) с высотой постепенно переходят в криволесье, где деревянистая растительность находится в состоянии резкого угнетения и представлена в виде небольших участков. В отличие от редколесья стволы здесь искривлены от основания до вершины. Высота деревьев 4-8 м. На верхней границе криволесья деревья представлены карликовыми формами, пихта (*Abies grandis*) и можжевельник (*Arceuthobium oxycedri*) стелются, достигая высоты не более метра. Травяно-кустарничковый ярус представлен в основном кустарничками (брусника *Vaccinium vitis idaeae*, черника *Vaccinium myrtillus*), щучкой извилистой (*Deschampsia flexuosa*), мелкими папоротниками (сем. *Thelypteridaceae*, *Ophioglossaceae*), горцем альпийским (*Polygonum alpinum*).

Субальпийское криволесье – это наиболее характерный и распространенный тип высокогорной растительности Западного Урала [196]. Высота границы криволесья в горах зависит от географической широты гор, от расположения склонов, от топографических особенностей гор. На южных склонах граница леса на 100 м выше, чем на северных. Выше по склонам роль травяного яруса в криволесье усиливается, луговые поляны расширяются, а у верхней границы леса появляется подпояс субальпийских лугов.

Субальпийские луга (или горные) расположены на тех же высотах, что и криволесье. Криволесье и субальпийские луга на склонах гор так перемешаны, что мозаично проникают друг в друга и трудно решить какой тип растительности преобладает. Обязательное условие появления лугов – наличие пологих, значительной протяженности склонов, покрытых мелкоземом, приуроченных к высоте верхней части криволесья или к верхней границе. Луговая растительность успешно развивается на склонах потому, что почва здесь сильно увлажнена и обогащена иловатыми

частицами. Луговая полоса по склонам с чисто субальпийскими лугами мала – от нескольких десятков до 100-200 м [49, 196].

Основные площади лугов сосредоточены на восточных и южных склонах хребта Басеги и в межгорных седловинах. Горные луга – уникальные растительные сообщества.

По классификации П.Л. Горчаковского [49] луга заповедника могут быть отнесены к мезофильным и криофильным лужайкам. Мезофильные луга формируются на более или менее плоских поверхностях. Мезофильные луга подразделяются на высокотравные (это разнотравье с господством двудольного разнотравья), встречающиеся в нижней части подгольцового пояса, и злаковые. Криофильные лужайки занимают небольшие участки среди горной тундры в местах скопления снега, в верховьях снеговых ручьев.

3. *Горно-тундровый (альпийский) пояс.* К этому поясу относятся безлесные пространства верхних уступов нагорных террас. Этот пояс тянется узкой полосой по самым высоким отметкам хребта Басеги. Для альпийского пояса характерными являются горные тундры, в которых распространены мхи, водяника (*Empetrum hermaphroditum*), брусника (*Vaccinium vitis idaeae*), черника (*Vaccinium myrtillus*), качим уральский (*Gypsophila uralensis*), осока коричневатая (*Carex brunnescens*), щучка дернистая (*Deschampsia cespitosa*), лишайники. На Северном Басеге этот пояс выражен на высоте 850-950 м.

На Среднем Урале существует немного участков с горно-тундровой растительностью, так как высота гор невелика, поэтому горно-тундровый пояс хребта Басеги является уникальным объектом. На Басегах встречаются каменистые, кустарничковые, лишайниковые, травяно-моховые и болотисто-моховые тундры [148].

Каменистые тундры встречаются на возвышенностях вокруг каменистых выходов, где отсутствует дерновый слой и растения расположены между камнями, на которых много лишайников.

Травяная тундра встречается на мелкозем, где начинают преобладать низкорослые травянистые многолетники с яркими цветами: качим уральский (*Gypsophila uralensis*), ветреница пермская (*Anemonastrum biormiense Holub*) и др, а также кустарнички: брусники (*Vaccinium vitis idaeae*), водяники (*Empetrum hermaphroditum*), черники (*Vaccinium myrtillu*); растет также можжевельник столообразной формы (*Juniperus sibirica*).

Тундры болотного типа расположены пятнами и являются немногочисленными

Тундровая растительность на Северном Басеге однообразна и бедна по видовому составу и представляет собой комплекс из чередующихся небольших пятен кустарничковой и лишайниковой тундр, под растительностью которых формируются горно-тундровые почвы [269].

Среди редких растений заповедника есть виды, занесенные в Красную Книгу, эндемики Урала, реликты геологических эпох; виды, редкие для Пермского края и высокогорий Урала [49].

4.6 Почвенный покров горной части Пермского края

Первая почвенная карта горной части Среднего Урала в масштабе 1:1000 000 была составлена К.П. Богатыревым, О.А. Вадковской и Н.А. Ногиной, под ред. Е.Н. Ивановой [94] по результатам Уральской комплексной экспедиции под руководством Л.И. Прасолова, И.П. Герасимова и Е.Н. Ивановой. На этой карте территории современного заповедника соответствовал район горных среднеподзолистых и горных дерново-среднеподзолистых почв. Считалось, что горно-луговые и примитивно-аккумулятивные почвы могут формироваться только в условиях средних и высоких гор, а Басеги считаются низкими. Горные бурые лесные почвы на Среднем Урале в то время не выделялись.

Согласно почвенному районированию Предуралья Н.Я. Коротаевым [122] в западной части Пермского края был выделен Горноуральский почвенный округ. Территория округа подразделялась на два почвенных района: Западный предгорный тяжелосуглинистых подзолистых, дерново-подзолистых и заболоченных почв; Горный Уральский горно-лесных и горно-луговых почв. Территория заповедника по почвенному районированию Н.Я. Коротаева [122] входила в зону подзолитых глинисто-каменистых почв западного склона Среднего Урала.

Более поздними исследованиями, в схему почвенно-картографического районирования Н.Я. Коротаева были внесены некоторые уточнения [32, 208]. Так, горная часть Пермского края представлена как Уральская горная область, в пределах которой выделены провинции: Северо-Уральская горно-тундрово-таежная и Средне-Уральская горно-таежная и горно-луговая.

Таким образом, на основании действующей почвенной карты Пермского края и общепринятых принципов выделения таксономических единиц почвенно-географического районирования СССР на карте появились буроземы грубогумусовые, горно-луговые почвы (рис. 6).

В пределах провинций выделены почвенные районы: Северный среднетаежный и Средне-Уральский горно-таежный.

Более детальное деление территории на почвенные округа и почвенные районы не произведено.

Территория заповедника, согласно, этого районирования, входит в Средне-Уральский горно-таежный почвенный район.

Недостаточные почвенные исследования горной части Пермского края и требует доработки современной Почвенной карты.

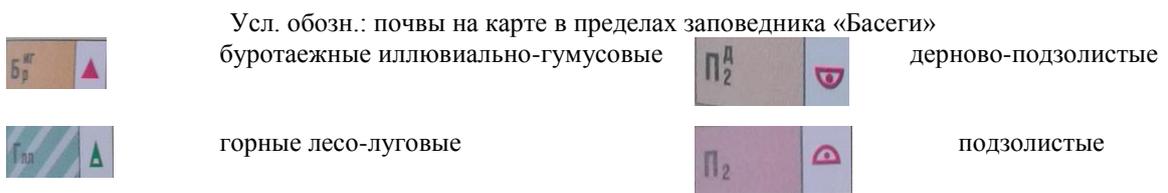
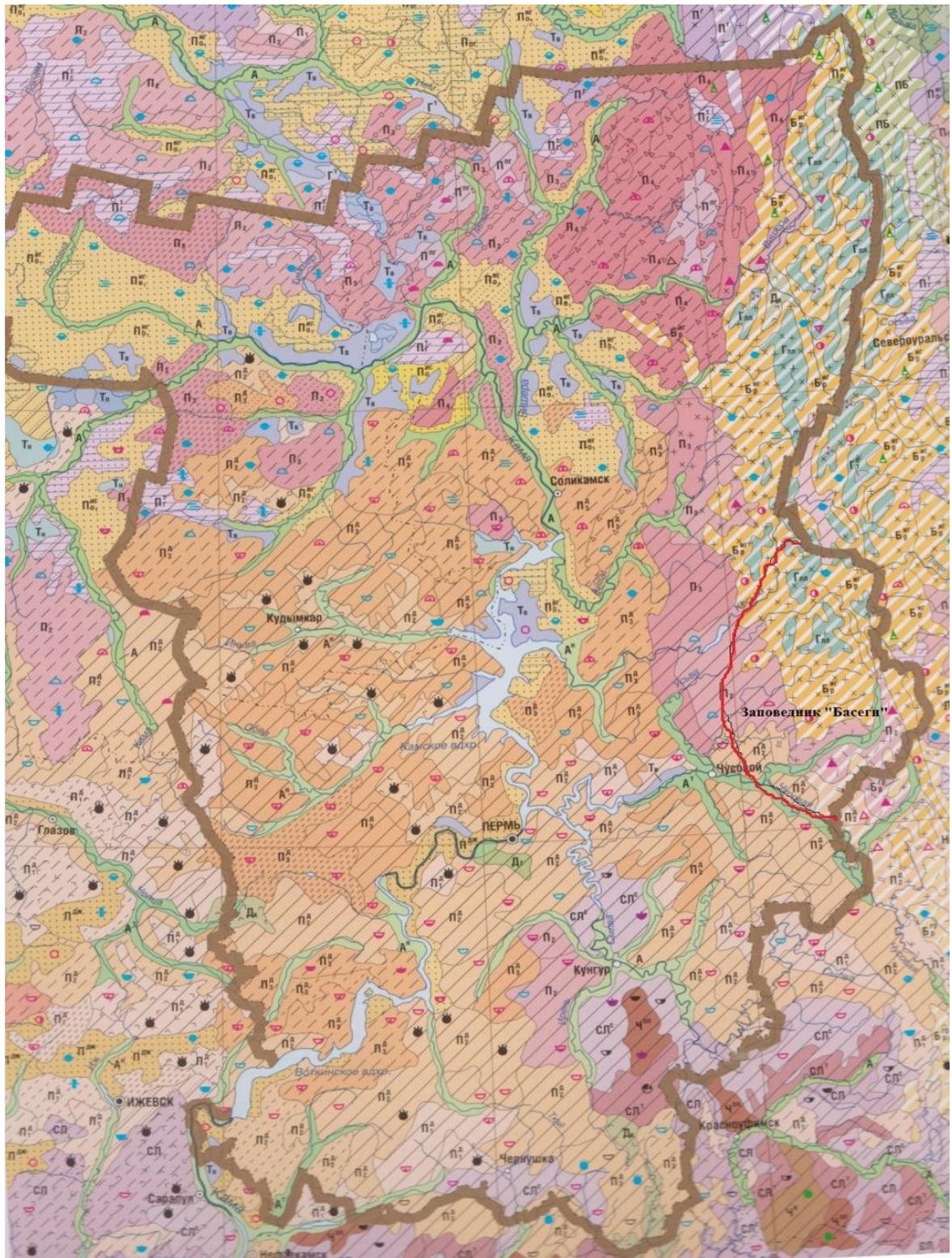


Рис. 6 – Почвенная карта Пермского края, масштаб 1:2 500 000 [188]

5. ЭКОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И СВОЙСТВА ПОЧВ

5.1 Морфологические признаки горных почв

Морфологическое описание помогает в определении классификационной принадлежности горных почв на уровне отдела по мощности профиля. Кроме того, выделяют типы, и подтипы почв по цвету гумусового горизонта; вид – по его мощности и характеру оглеения профиля. Особенно это важно в случае горных территорий, так как на большой высоте условия почвообразования приводят к образованию почв, различия которых ярко выражены в цвете, структуре, мощности горизонтов.

Почвы горно-тундрового пояса

На Северном Басеге горно-тундровый пояс выражен на высоте 850-950 м; протянувшись узкой полосой по самым высоким отметкам хребта Басеги, занимая безлесные пространства верхних уступов нагорных террас. Условия почвообразования на вершине характеризуются большой суровостью климата с проявлением резких колебаний температуры, отсутствием снежного покрова, наличием сильных ветров. В таких условиях происходит первичное почвообразование, и формируются примитивные почвы, которые приурочены к участкам между камней, где происходит аккумуляция мелкозема и откуда он не выдувается ветром. Под бедной по видовому составу тундровой растительностью на Северном Басеге, которая представляет собой комплекс из чередующихся небольших пятен кустарничковой и лишайниковой тундр, встречаются слаборазвитые почвы, альфегумусовые подбуры и литоземы. Почвенный покров фрагментарный, сопровождается выходом скальных пород и каменистых россыпей.

Ниже (табл. 2) приводится морфогенетическая характеристика наиболее представительных почв горно-тундрового пояса.

Таблица 2

Морфогенетическая диагностика почв горно-тундрового пояса

Разрез, высота, н.у.м.	Растительные сообщества	Название почвы, мощность профиля, см	Мощность, см		Характеристика горизонта ТJ, (O), В	
			TJ, (O)	В	цвет	структура
13-02, 951 м	Лишайниковая тундра	Петрозем типичный, 5	(5)	-	черно-бурый	-
14-02, 950 м	Кустисто-лишайниковая тундра	Петрозем типичный, 7	(7)	-	черно-бурый	-
13, 945 м	Лишайниковая тундра	Петрозем, 15	15	-	хорошо разложившийся торф	
18, 940 м	Лишайниковая тундра	Сухоторфяно-подбур иллювиально-гумусовый, 41	-	18	темно-серый	бесструктурный
14, 850 м	Кустисто-лишайниковая тундра	Сухоторфяно-литозем, 25	15	-	полуразложившийся торф	

Петроземы (р. 13, 13-02, 14-02, рис. 7). Морфологическое строение профиля: *O-R*. Тип растительного сообщества: кустисто-лишайниковая тундра. Почва примитивная, представляет собой начальную стадию почвообразования, состоит из подстильно-торфяного горизонта *O*. Развитие почвы ограничивается близким залеганием плотной породы *R*. Генетический профиль создается подстилкообразованием и грубогумусо-аккумулятивным процессом.

Сухоторфяно-литоземы (р. 14, рис. 7). Морфологическое строение профиля: *TJ-R*. Тип растительного сообщества: кустисто-лишайниковая тундра. Верхний горизонт представлен сухоторфяным *TJ*, залегающим на рыхлой щебнисто-мелкоземистой толще, подстилаемой плотной породой *R*. Профиль почвы мощнее петроземов (25 см), за счет появления мелкоземистой части, перемешанной с рыхлой породой.

Сухоторфяно-подбуры (р. 18, рис. 7). Морфологическое строение профиля: *TJ-B_{hf}-B_f-CLM*. Тип растительного сообщества: лишайниковая тундра. По строению профиля почвы близки к типу подбуров, отличаясь от них присутствием с поверхности сухо-торфяного горизонта *TJ*, состоящего из мезофильных растений разной степени разложения. Накопление полуразложившихся растительных остатков в виде торфянистой массы объясняется краткостью летнего периода, сравнительно низкой температурой и обилием атмосферных осадков. Ниже залегает альфегумусовый горизонт *B_{hf}* охристо-бурой окраски, образованной в результате иллювиальной аккумуляции алюмо-железисто-гумусовых соединений. Имеются включения мелкого щебня. Горизонт *B_f* книзу светлеет и переходит в почвообразующую породу *CLM*. Основные почвообразовательные процессы: подстилкообразование, гумусо-аккумулятивный и альфегумусовый.

Почвы подгольцового (субальпийского) пояса

Подгольцовый пояс занимает положение на высоте 580-870 м. Травянистая луговая формация имеет доминирующее значение, а деревянистая находится в состоянии резкого угнетения и представлена в виде небольших участков криволесья. Высота верхней границы пояса зависит от экспозиции и крутизны склонов, характера рельефа. На южном склоне древесная растительность поднимается на 100-150 м выше, чем на северном склоне, пояс лугов шире.

Наличие солифлюкционных террас на склонах субальпийского пояса играет положительную роль в развитии и распределении травянистой и луговой растительности, что, в свою очередь, оказывает влияние на развитие дернового процесса.

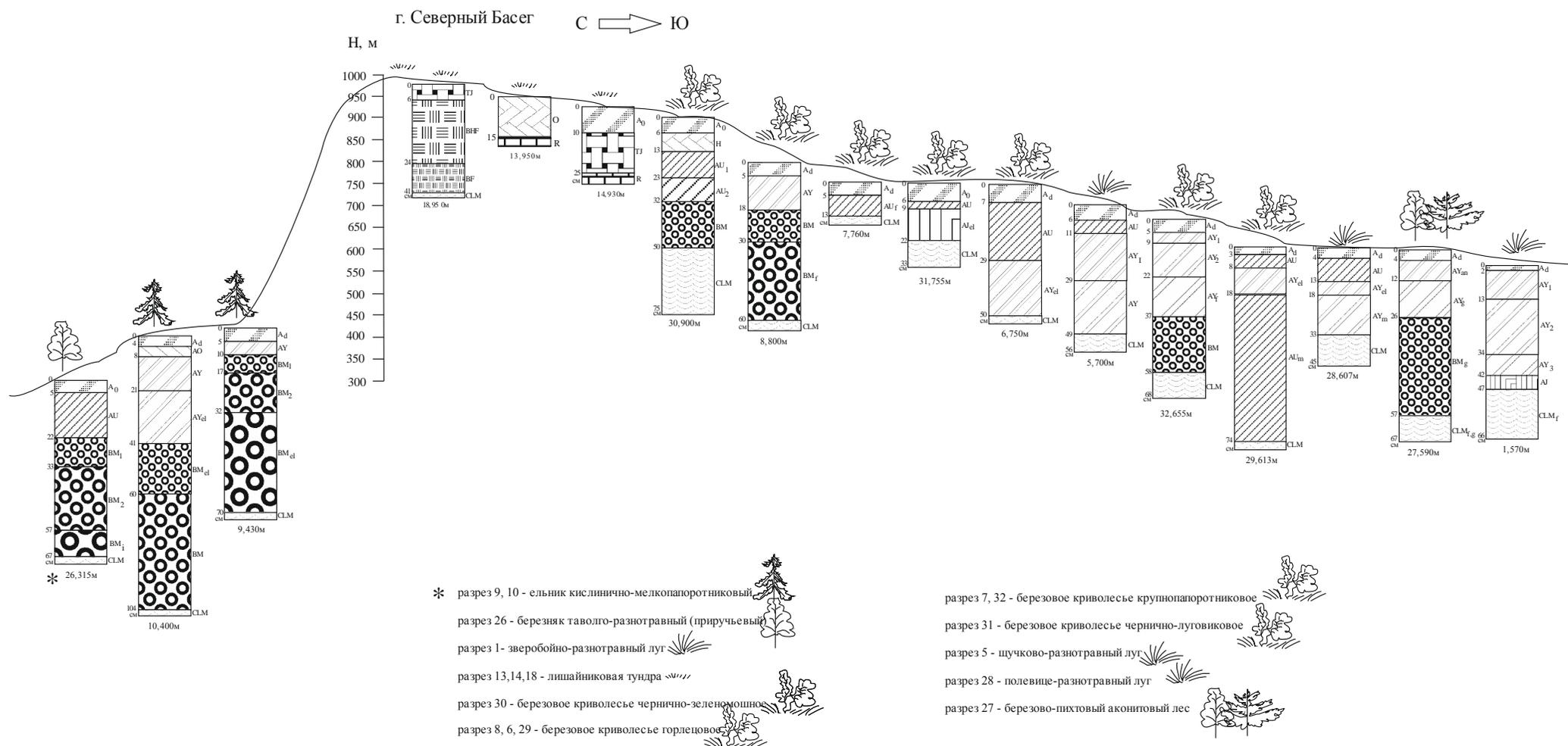


Рис. 7 – Схема заложения разрезов на северном и южном склонах г. Северный Басег

Особенности дернового процесса в данных условиях заключаются в том, что накопление органических веществ сопровождается образованием некоторого количества торфянистых веществ и грубого гумуса. Но наряду с этим часть органических остатков подвергается более глубокому превращению с образованием гуминовых веществ, которые хотя и проявляют клеящую способность при агрегации, но из-за недостатка содержания оснований в почве процесс агрегации дальше образования порошистовидных агрегатов не идет и прочная зернисто-комковатая структура в почве не образуется.

Основной фон почвенного покрова, подчиняясь закону высотной зональности, составляют органо-аккумулятивные почвы (горно-луговые по Классификации почв, 1977 [113]); из них почвы с малой мощностью (профиль менее 30 см) отнесены, согласно Классификации 2004 г. [112], в отдел литоземов.

Морфологическое строение профиля почв отдела **орган-аккумулятивные** (р. 29, 28, 7, 6, 5, рис. 7): *Ad-AU-(AY)-(AJ)-CLM*. Тип растительного сообщества: березовое криволесье и различные типы луговых формаций.

Общими морфогенетическими характеристиками почв подгольцового пояса являются (табл. 3): укороченный профиль; наличие с поверхности мощной дернины *Ad*; ниже залегает перегнойно-аккумулятивный горизонт от темно-гумусовых *AU* до светлогумусовых оттенков *AY* или *AJ*, характеризующийся порошистой или зернистой структурой, наличием большого количества разложившейся корневой массы; чаще всего профиль имеет включения щебня; постепенный характер переходов между горизонтами, профиль почв слабо дифференцирована горизонты.

В профиле органо-аккумулятивных почв иногда встречаются железистые новообразования, которые свидетельствуют о контрастном водном режиме. Весной почвы испытывают временное избыточное увлажнение за счет притока боковых склоновых вод с более высоких элементов рельефа. В последующем, в летний период наблюдаются окислительные условия.

Необходимо отметить корреляцию между мощностью дернины и высотой н.у.м. ($r=0,7$). Это можно объяснить тем, что луговая растительность лучше развита в подзоне криволесья и субальпийских лугов, которые расположены на более высоких элементах рельефа по сравнению с растительностью горно-лесного пояса.

Профиль органо-аккумулятивных почв формируется за счет гумусонакопления, олуговения и дернового процесса, иногда проявление оксидогенеза.

В верхней части южного склона изучаемого горного массива, на абсолютной высоте 800-900 м, в условиях субальпийской растительности образовался комплекс **буроземов**, совершенно не характерных для этого высотного пояса.

Морфогенетическая диагностика почв подгольцового пояса

№ разреза, высота н.у.м	Растительные сообщества	Название почвы	Мощность			Характеристика горизонта А	
			А ₀	А	профиля	цвет	структура
30, 900 м	Березовое криволесье чернично-зеленомошное	Бурозем темно-гумусовый грубогумусированный	13	10	70	черный	бесструктурный
8, 800 м	Небольшая луговина среди березового криволесья горлецового	Бурозем ожелезненный	5	13	60	бурый	мелкоореховатый
29, 613 м	Куртина луга среди березового криволесья горлецового	Темно-гумусовая метаморфизированная	3	5	60	темно-серый	мелкозернистый
28, 607 м	Полевице-разнотравный луг	Серогумусовая метаморфизированная	4	9	35	коричневый	мелкозернистый
7, 760 м	Березове криволесье крупнопоротниковое	Литозем темногумусовый ожелезненный	5	8	13	бурый	непрочно мелкоореховатый
6, 750 м	Березове криволесье горлецовое	Серогумусовая элювиированная	7	22	50	бурый	порошистый
5, 700 м	Щучково-разнотравный луг	Серогумусовая глинисто- иллювиированная	6	5	56	темно-бурый	порошистый
27, 590 м	Березово-пихтовый аконитовый лес	Бурозем глееватый ожелезненный	4	8	77	сизовато-серый	комковатозернистый
1, 570 м	Зверобойно-разнотравный луг	Серогумусовая ожелезненная	2	11	66	темно-бурый	мелкозернистый
Парковое редколесье							
17, 590 м	Пихтово-еловый крупно-папоротниковый лес	Бурозем темно-гумусовый метаморфизированный	4	9	49	буровато- коричневый	комковато-зернистый
21, 590 м	Пихтово-еловый аконитовый лес	Бурозем элювиированный	7	6	43	белесо-бурый	ореховато-комковатый
16, 580 м	Пихтово-еловый аконитовый лес	Бурозем грубогумусовый элювиированный	15	15	54	светло-бурый	мелкозернистый
15, 577 м	Пихтово-еловый аконитовый лес	Бурозем темногумусовый глинисто- иллювиированный	4	6	70	темно-серый	бесструктурный
20, 575 м	Пихтово-еловый аконитовый лес	Бурозем темногумусовый темнопрофильный	2	11	37	серо-черный	мелкозернистый
19, 565 м	Пихтово-еловый крупнопоротниковый лес	Бурозем темногумусовый элювиированный	6	9	72	серовато- коричневый	непрочноореховатый
22, 557 м	Пихтово-еловый аконитовый лес	Бурозем темногумусовый элювиированный	7	11	58	темно- коричневый	мелкозернистый

В небольшой ложбине в поясе криволесья с горлецовым покровом формируется бурозем ожелезненный, с условиями переодического переувлажнения (р. 8, $AU-BM-BM_f-CLM$). Бурозем темногумусовый грубогумусированный (р. 30, $H_{ao}-AU_1-AU_2-BM-CLM$) образуется выше, на дренированном крутом участке нагорной террасы под березовым криволесьем с чернично-зеленомошными сообществами. Почвы мощные – глубиной 60 и 70 см (табл. 3).

Чередование лесных и луговых ландшафтов в обсуждаемой части склонов связано, вероятно, с миграцией лесного пояса в течение позднего плейстоцена и голоцена вверх и вниз по склону, отмеченное ранее и в других горных системах [115]. По мере спуска с горы субальпийская растительность переходит в редколесье паркового типа. Это разреженные низкорослые елово-пихтовые леса с примесью рябины сибирской, березы пушистой. Морфологически парковое редколесье отличается от криволесья и тайги высотой древостоя (10-12 м). В связи с большим количеством осадков в местах со слоем мелкозема развиваются крупнопапоротниковые ассоциации, на каменистых участках – зеленомошные ассоциации. Ельник-пихтарник крупнопапоротниковый нагорный занимает дренированные пологие и слабопокатые склоны верхней и средней части лесного пояса на высоте от 500 до 700 м н.у.м. В поясе паркового редколесья на высоте 500 м уже появляются условия для формирования буроземов. Приведем несколько примеров их морфологического описания (рис. 7 – р. 27; рис. 8 – р. 22, 19, 20, 21, 17, 16, 15).

В нижней части южного склона (замкнутая межгорная седловина, высота 590 м) под березово-пихтовым аконитовым лесом в условиях большего увлажнения за счет значительного поверхностного и бокового стока формируются буроземы глееватые ожелезненные (р. 27, $AU_{an}-AU_g-BM_g-CLM_{f,g}$). В профиле бурозема под менее развитой (4 см) дерниной A_d выделяется темно-серый гумусовый горизонт AU_g неясной комковатой структуры. Ниже выделяется более плотный оглиненный структурно-метаморфический горизонт BM_g мощностью 30 см, постепенно переходящий в породу $CLM_{f,g}$. Характерной особенностью почвы является присутствие в профиле отчетливых признаков оглеения в виде ржавых примазок, плотное сложение, длительное переувлажнение.

На восточном макрослоне буроземы были вскрыты в нижней части склона на высоте 577-580 м. Это слабодренированные пологие участки (крутизна 5°), занятые пихтово-еловыми аконитовыми лесами на буроземах грубогумусовых элювиированных (р. 16, $AO-AU_{el}-BM_1-BM_2-CLM$) и буроземах темногумусовых глинисто-иллювиированных (р. 15, $AU-BM-BM_i-CLM$). Выше 590 м аконитовые ассоциации сменяются крупными папоротниками – страусника обыкновенного, кочедыжника женского, щитовника шартрского, располагаясь также на буроземах темногумусовых (р. 17, $AU-BM-BM_i-CLM$). Мощность профиля буроземов на исследуемом участке варьирует от 54 до 70 см, закономерно снижаясь с высотой ($r = -0,9$). Отмечается также положительная корреляция мощности гумусового слоя и абсолютной высоты ($r = 0,8$).

Следующий ряд генетически сопряженных почв расположен на западном склоне на такой же высоте рельефа (557-590 м) с подобным растительным покровом (рис. 8). Под аконитом образовались коротко профильные буроземы темногумусовые элювиированные (р. 19, *AU-BM_{el}-BM-CLM*; р. 21, *AU_{el}-AU-BM-CLM*) и темнопрофильные (р. 20, *AU-BM_u-BM*); под крупнопоротниковыми сообществами формируется более мощный бурозем темногумусовый элювиированный (р. 22, *AU-BM_{el}-BM-CLM*).

Выявлена обратная средняя корреляция мощности горизонта *BM* ($r = -0,6$) и общей мощности профилей почв ($r = -0,5$) с абсолютной высотой местности.

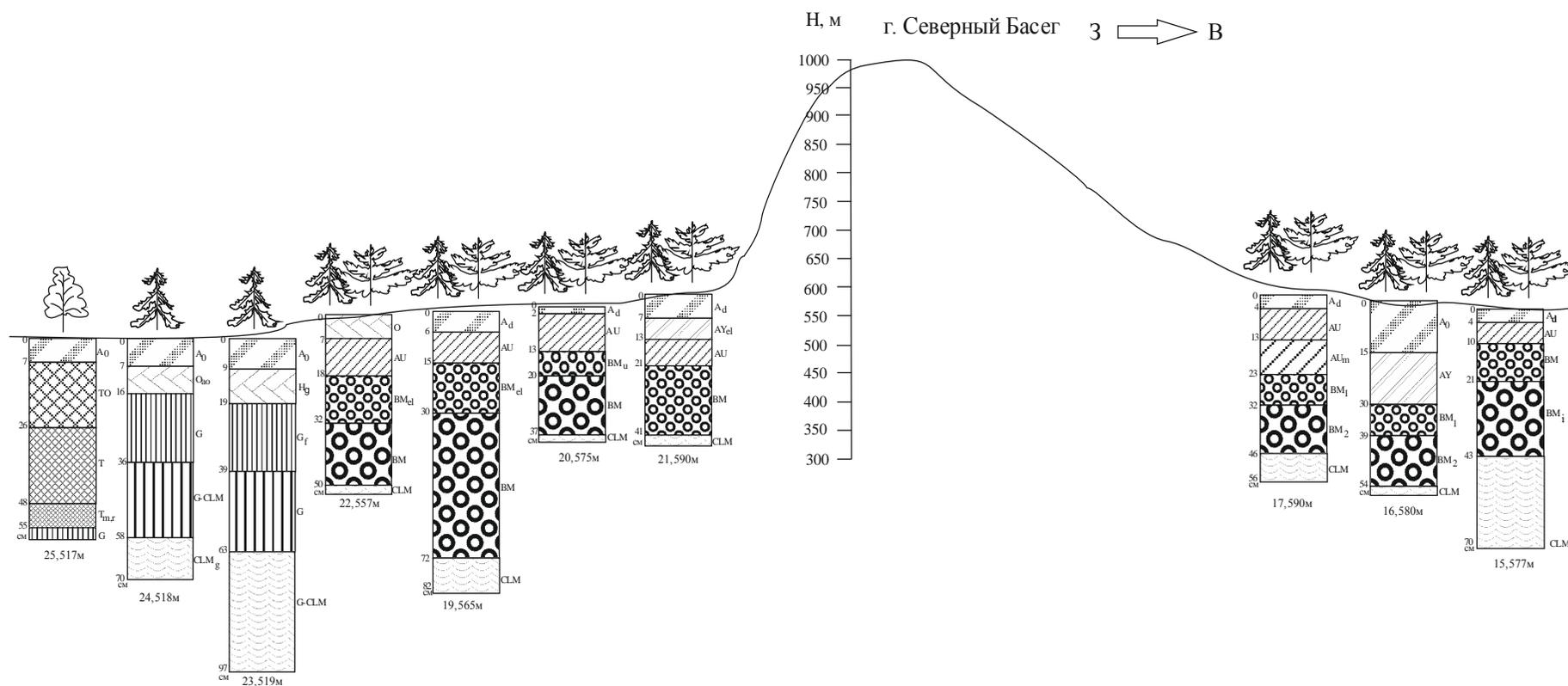
Профиль **буроземов** состоит из системы генетических горизонтов *AO(Ad)-AU(AU)-BM-CLM*. Почва формируется при совместном воздействии следующих элементарных почвообразовательных процессов: подстилкообразование, дерновый, аккумуляция гумуса и внутрипочвенного оглинивания с локальным участием процесса оглеения. Общими морфологическими характеристиками буроземов является слабовыраженная дифференциация профиля на отдельные горизонты; бурая окраска горизонтов; средне- и тяжелосуглинистый гранулометрический состав, высокая щебнистость почв – до 80 %.

Мощность профиля почв подгольцового пояса сильно варьирует в зависимости от уклона местности, экспозиции склона, так как на склонах разной экспозиции создается неодинаковое распределение тепла и влаги и как следствие, различная степень проявления эрозионных и почвообразовательных процессов. Эти различия и сказываются на строении почвенного профиля. Так, на холодных склонах северной и восточной экспозиции формируются буроземы, мощность которых колеблется от 45-50 см до 100-110 см. На склонах южной и западной экспозиции формируются более щебнистые и укороченные (не более 30-45 см) почвы. Мощность отдельных горизонтов также сильно варьирует: лесная подстилка от 2 до 7 см, гумусовый горизонт от 3 до 16 см (табл. 3). Цвет гумусового горизонта меняется от черного и темно-серого через оттенки серого до темно-коричневого и серовато-черного.

Отмечается прямая зависимость между положением почвы на склоне (высотой) и мощностью дернины ($r=0,5$).

Почвы горно-лесного пояса

Большая часть территории заповедника представлена среднетаежными лесами, образующими горно-лесной пояс. Леса низкоплотные и труднопроходимые из-за ветровалов и повсеместной заболоченности. В горно-лесном поясе господствующее положение занимают **буроземы** разных подтипов – и под лиственными, и под хвойными лесами. Они занимают средние части пологих склонов с абсолютными отметками 315-500 м (рис. 7 – р. 26, 9, 10). Морфологический облик буроземов горно-лесного пояса схож с буроземами в условиях парковой растительности.



- разрез 24, 23 - ельник хвощево-сфагновый 
- разрез 22, 20, 21, 15, 16 - пихтово-еловый аконитовый лес 
- разрез 19, 17 - пихтово-еловый крупнопоротниковый лес 
- разрез 25 - березняк заболоченный 

Рис. 8 – Схема заложения разрезов на западном и восточном склонах г. Северный Басег

На холодном склоне северной экспозиции в нижней части склона горы (400-430 м) на пологом участке крутизной 3° под ельником кислично-мелкопапоротниковым сформировались буроземы элювиированные (р. 9, $AU-BM_1-BM_2-BM_{el}-CLM$ и р. 10, $AO-AU-AU_{el}-BM_{el}-BM-CLM$). Мощность профиля буроземов 70-104 см, влажные, структурно-метаморфический горизонт на глубине 30-70 см осветлен. В 300 м от р. Усьва (высота н.у.м. 315 м), где условия дренированности локально улучшаются, растительность сменяется на березняк таволго-разнотравный, формируется бурозем глинисто-иллювиированный мощностью 67 см (р. 26, $AU-BM_1-BM_2-BM_i$). Важно отметить, что с увеличением абсолютной высоты местности, в почвах увеличивается мощность структурно-метаморфического горизонта BM ($r=0,9$), а корреляция с общей мощностью профиля практически отсутствует (табл. 4).

Таблица 4

Морфологическая характеристика почв горно-лесного пояса

Разрез, высота н.у.м.	Растительные сообщества	Название почвы	Мощность, см			Характеристика горизонта А		Признаки оглеения
			А ₀	А	Профиля	цвет	структура	
23, 519	Ельник хвощево-сфагновый	Перегноино-глеевая грубогумусированная ожелезненная	9	10	97	серовато-сизый	ореховатый	есть
24, 518	Ельник хвощево-сфагновый	Глеезем грубогумусированный	7	9	70	темно-серый	бесструктурный	есть
25, 517	Березняк заболоченный	Торфяная олиготрофная глеевая иловато-торфяная	7	19	59	черно-коричневый	бесструктурный	есть
9, 430	Ельник кислично-мелкопапоротниковый	Бурозем элювиированный	5	5	70	темно-бурый	мелкоореховатый	нет
10, 400	Ельник кислично-мелкопапоротниковый	Бурозем элювиированный	4	13	104	бурый	ореховатый	нет
26, 315	Березняк таволго-разнотравный (приручевый)	Бурозем глинисто-иллювиированный	5	17	59	буровато-коричневый	ореховато-комковатый	нет

Глеевые почвы образуются в ареале распространения типа буроземов. При сохранении условий буроземообразования формирование глеевых почв связано с тяжелым гранулометрическим составом почв и пород, и слабой дренированностью рельефа, которые способствуют переувлажнению почв и развитию процессов оглеения. Причиной переувлажнения могут быть не только избыточные атмосферные осадки на западной стороне хребта, но и боковой внутрипочвенный сток с более высоких элементов рельефа. Профиль глеевых почв создают элементарные почвенные процессы образования подстилки, аккумуляции гумуса, внутрипочвенного оглинивания и оглеения.

Так, в нижней части склона западной экспозиции в краевой зоне болота под ельниками хвощево-сфагновыми на высоте 518-519 м формируются глеевые почвы с грубогумусовым горизонтом – перегноино-глеевая грубогумусированная ожелезненная (р. 23, $H_g-G_f-G-G(CLM)$) и глеезем грубогумусированный (р. 24, $O_{ao}-G-G(CLM)-CLM_g$). В почвах

обнаружены признаки разной степени оглеения: холодные (глеевые) тона окраски горизонтов (сизоватые, серые оттенки), пятна и слои оржавления, новообразования железа, бурые Fe-Mn конкреции, сизовато-серый цвет кутан.

Ниже, на высоте 517 м в условиях еще большего увлажнения растительный покров сменяется на заболоченный березняк. Травостой состоит из пушицы влагалищной и осок с участием морошки, черники, хвоща лесного. Почвы заболочены за счет близкого залегания грунтовых вод. Почва **торфяная олиготрофная** глеевая иловато-торфяная – характеризуется наличием торфяного горизонта, состоявшего из слаборазложившихся остатков мхов, сменяющегося глеевым горизонтом (р. 25, $TO-T-T_{m,r}-G$).

В связи с развитием гидрографической сети на территории заповедника аллювиальные почвы играют существенную роль в почвенном покрове. Днища логов и долины притоков р. Малый Басег (высота 344 м, рис. 9) с проточным и временным увлажнением покрыты березняком таволго-разнотравным (приручьевым). В пойме притока сформировалась **аллювиальная** гумусовая глеевая элювирующая ожелезненная оруденелая почва (р. 33, $AU_{el,f}-AY_f-G_{fn}-G_{ox}-CG$).

Выше улучшаются условия дренажа, появляется примесь ели – под покровом березово-еловых таволгового (приручьевого) леса формируются буроземы. Для мезопонижений характерны буроземы глееватые ожелезненные (р. 35, $AH-AU-AU_g-BM_g-BM_f$).

На левом берегу западной экспозиции, с большим перепадом высот, растут еловые леса кислотно-мелкопапоротниковые и чернично-зеленомошные. За счет большей крутизны, почвы короткопрофильные, представляющие собой мелкоземистую гумусовую толщу, развитую на элювии сланцев – **литоземы** темногумусовые ожелезненные (р. 42, $AU_{lf}-AU_{2f}-CLM_f$), литозем серогумусовый потечно-гумусовый (р. 44, $AU_{hi}-CLM_{hi}$) и грубогумусовый ожелезненный (р. 45, $AO-CLM_f$). В средней части склона обнаружен бурозем ожелезненный (р. 43, $AU-AU_f-BM_f-CLM$).

Необходимо заметить, что все почвы левого берега отличает наличие железистых новообразований. С высотой мощность гумусового горизонта и профиля в целом снижается (табл. 5).

Таким образом, почвенный покров на Северном Басеге является разнообразным, так как представлен типами-подтипами почв отделов слабо развитых, альфегумусовых, структурно-метаморфических, органо-аккумулятивных, литоземов, глеевых, торфяных и аллювиальных.

Установлен следующий порядок вертикальных почвенных зон на склонах горы Северный Басег: 1) буроземы (315-655 м); 2) органо-аккумулятивные (субальпийские горно-луговые почвы по Классификации почв (1977), (570-760 м), приуроченные преимущественно к склонам южной и восточной экспозиции; 3) литоземы (755-930 м), петроземы и подбуры (930-950 м н.у.м.).

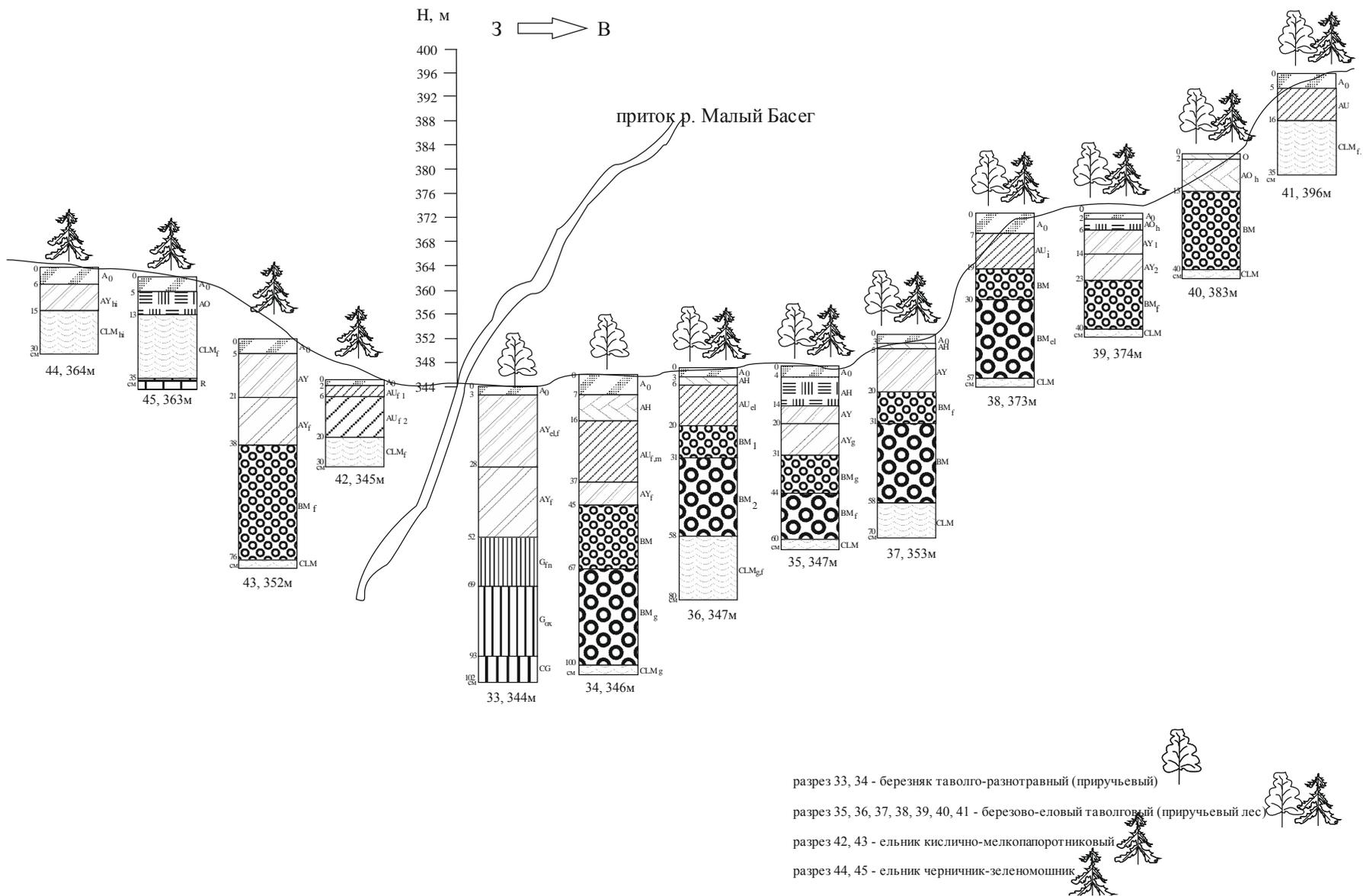


Рис. 9 – Схема заложения разрезов в долине реки Малый Басег

Таблица 5

Морфологическая характеристика почв горно-лесного пояса в районе реки Малый Басег

Разрез, высота н.у.м.	Растительные сообщества	Название почвы	Мощность			Характеристика горизонта А		Признаки оглеения
			А ₀	А	профиля	цвет	структура	
41, 396 м	Березово-еловый таволговый (приручевый лес)	Литозем темногумусовый ожелезненный потечно-гумусовый	5	11	35	серый	мелкозернистый	есть
40, 383 м	Березово-еловый таволговый (приручевый лес)	Бурозем грубогумусовый перегнойный	2	11	40	темно- коричневый	бесструктурный	нет
39, 374 м	Березово-еловый таволговый (приручевый лес)	Бурозем перегнойный ожелезненный	2	4	40	черный	зернистый	есть
38, 373 м	Березово-еловый таволговый (приручевый лес)	Бурозем темногумусовый элювиированный	7	12	57	бурый	мелкозернистый	нет
44, 364 м	Ельник черничник-зеленомошник	Литозем серогумусовый потечно- гумусовый	6	9	30	светло-бурый	зернистый	нет
45, 363 м	Ельник черничник-зеленомошник	Литозем грубогумусовый ожелезненный	5	8	49	почти черный	зернистый	есть
37, 353 м	Березово-еловый таволговый (приручевый лес)	Бурозем ожелезненный	2	3	58	почти черный	мелкозернистый	есть
43, 352 м	Ельник кислично- мелкопапоротниковый	Бурозем ожелезненный	5	16	76	серый	зернистый	есть
35, 347 м	Луговина среди березово-елового таволгового (приручевого леса)	Бурозем глееватый ожелезненный	4	9	60	темно-серый	бесструктурный	есть
36, 347 м	Луговина среди березово-елового таволгового (приручевого леса)	Бурозем темногумусовый элювиированный глееватый ожелезненный	3	3	80	серо-черный	бесструктурный	есть
34, 346 м	Березняк таволго-разнотравный (приручевый)	Бурозем темно-гумусовый ожелезненный глееватый	7	9	100	почти черный	зернистый	есть
42, 345 м	Ельник кислично- мелкопапоротниковый	Литозем темногумусовый ожелезненный	2	4	30	темно-серый	зернистый	есть
33, 344 м	Березняк таволго-разнотравный (приручевый)	Аллювиальная гумусовая глеевая элювиированная ожелезненная оруденелая	3	25	102	бурый	бесструктурный	есть

Исследования показали, что территория заповедника уникальна в отношении почв. Условия залегания почв в горных территориях и особенности условий формирования горных почв находят свое отражение в специфике морфологических свойств, по которым можно судить о направлении и степени выраженности почвообразования.

5.2 ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА

5.2.1 Щебнистость

Наличие щебня – характерный признак горных почв. Щебнистые почвы следует рассматривать как почвы с непрерывным привносом вещества. Этот привнос, обусловливаемый выветриванием, осуществляется тем интенсивнее, чем более измельчен выветриваемый материал.

Многие авторы считают, что формирование мелкозема в горных почвах связано с выветриванием и разрушением массивно-кристаллической породы и ее обломков, залегающих в основании почвы и слагающих ее каменистую часть. Другие ученые утверждают [99, 110, 107] утверждают, что есть факты, которые противоречат этому положению. Так, очень часто горизонт A_1 лишен щебня; в ряде случаев встречаются почвы на курумах, где мелкозем и подстилка, «проваливаясь» между камнями, заполняют пустоты между ними. Эти факты нельзя объяснить только теорией образования почвы на элювии.

Наиболее вероятно эоловое происхождение таких почв [107]. Образующийся при выветривании мелкозем, как и мелкозем щебнистых глин, переносится ветром, оседает и накапливается между каменистыми горными породами и около растений. Пыль, представленная элювием и перенесенная с соседних склонов, смешивается с субстратом. Таким образом, материал аэриального происхождения и его смеси, могут быть почвообразующими породами в горных территориях. Порода перекрывается плащом мелкозема, в котором и формируется почва.

Распределение щебня по профилю является важным диагностическим показателем для горных почв, так как помогает определить генезис почв, смену экологических условий, процессов, происходящих в почвах.

Различия в соотношениях крупного, среднего, мелкого щебня по-разному влияют на почвообразовательные процессы, что приводит к образованию различных почвенных разновидностей. Щебень оказывает влияние на структуру, гранулометрический состав, физические свойства почвы.

Скелетность почв обеспечивает их высокую теплопроводность, способствующую быстрому оттаиванию всего профиля и высокую водопроницаемость, предотвращающую развитие процессов сезонного переувлажнения и оглеения [175].

Горные почвы Урала отличаются щебнистостью, как и почвы других горных территорий. По содержанию щебня (скелета) почвы по классификации 2004 г. встречаются от слабо- до сильноскелетных [167].

Содержание щебня в исследуемых почвах варьирует в широких пределах и по классификации разновидностей по содержанию камней и щебня являются некаменистыми, слабо-, средне-, сильноскелетными.

В распределении щебнистого материала можно выделить следующие особенности.

В почвах на высоте более 850 м встречается преимущественно мелкий щебень, что является результатом морозного выветривания, крипа, солифлюкции. Также мохово-травянистая растительность способствует большому разрушению и выветрелости обломков горных пород и каменных россыпей.

В почвах нижней части склона г. Северный Басег (горно-лесной пояс) в составе скелета доминируют также частицы мелкой фракции (<10 мм) над средней (10-50 мм), а крупного щебня (> 50 мм) нет совсем.

Таким образом, чем ниже по склону расположена почва, тем больше в ней содержится щебня меньших размеров за счет денудации с последующим разрушением камней, горных пород в ходе переноса с верхних высот.

Установлена зависимость между средневзвешенным содержанием щебня каждой фракции и высотой местности: слабая для щебня средних размеров, обратная средняя для фракции крупного щебня и сильная для фракции мелкого щебня ($r=0,876$). Таким образом, в почвах горно-лесного пояса больше содержится крупного щебня за счет денудации и переноса камней с верхних высот. В почвах гольцового пояса мелкого щебня больше, так как мохово-травянистая растительность способствует большому разрушению и выветрелости обломков горных пород.

Выявлена прямая корреляционная зависимость между содержанием щебня в гумусовом горизонте и высотой местности ($r = 0,577$; $R^2 = 0,3334$). Используя полученную простую модель:

$$Y=0,0517X-10,969,$$

(где Y – искомый показатель, %, X – высота местности, м), можно определить содержание щебня, что в свою очередь может дать представление о генезисе почв на определенной высоте.

По распределению щебня по профилю выделяется три типа распределений, связанных с условиями выветривания, почвообразования, аэрального выпадения материала, а также от соотношения этих процессов.

В первую группу мы отнесли почвы с ненарушенным сложением в ходе почвообразования, то есть формирование генетических горизонтов профиля проходило в одних экологических условиях.

Так, в «ненарушенных» почвах, где процесс почвообразования протекает интенсивнее, чем выветривание (в основном, в горно-лесном поясе) щебнистость постепенно нарастает с глубиной (рис. 10). Этот тип распределения щебня встречается на разных высотах.

Во вторую группу мы отнесли почвы, в профиле которых проявляется инверсия каменности. В таких почвах наиболее щебнистыми являются верхние горизонты, затем доля щебня от содержания мелкозема снижается (рис. 11), а с глубиной может опять возрасть.

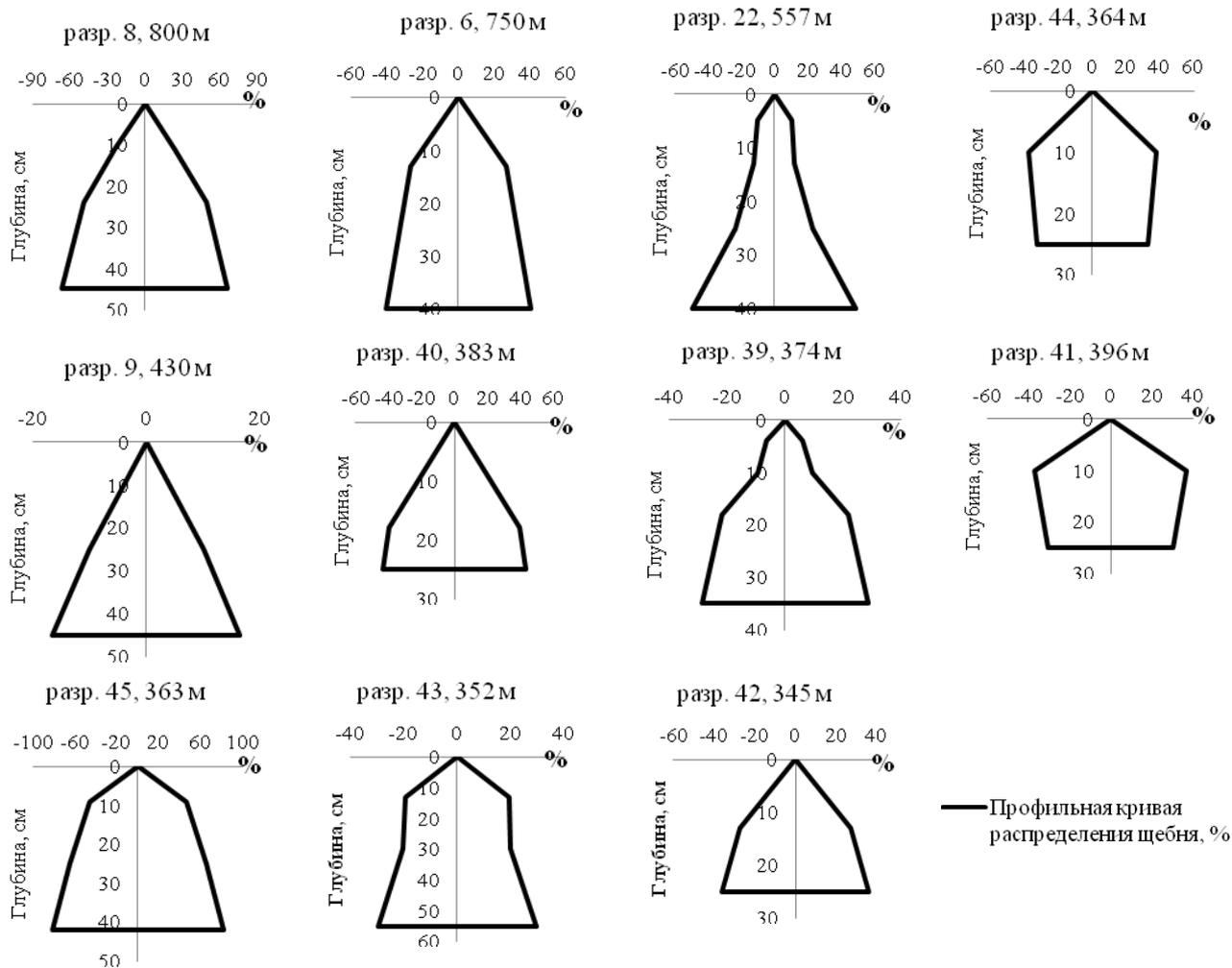


Рис. 10 – Профильное распределение щебня в «нечтупрштутенных» почвах, %

Встречаются также почвы, где нижняя часть профиля отличается пониженным содержанием мелкозема и повышенным – щебня. Такие профили почв могут образовываться на высоте 700-315 м, как показывают наши исследования.

Причины инверсии могут быть различными.

Во-первых, вероятно это связано с проявлением и активным воздействием внутрипочвенного бокового стока в горных условиях. Атмосферные осадки, легко фильтрующиеся через каменистую толщу, задерживаются в горизонте *B* и в дальнейшем, стекают внутрипочвенным боковым стоком по уклону местности, увлекая за собой мелкоземистую часть.

Во-вторых, инверсия каменистости может указывать на наличие фрагментов погребенных горизонтов в профиле почв и смену условий почвообразования. Пылеватость верхней толщи почв указывает на то, что она не могла образоваться из нижней в ходе почвообразования. Наличие горизонта с обилием щебня в переходной зоне между двумя слоями является маркирующим и говорит об их генетической самостоятельности, об изменении условий формирования.

Таким образом, в подгольцовом и горно-лесном растительно-высотных поясах можно отметить более частую смену экологических условий

почвообразования, как минимум 3-5 раз, как видно по графикам распределения щебня по профилям почв. Соответственно, исследуемые профили почв состоят из горизонтов современного почвообразования и погребенных или палеопочв (в нижней части профиля).

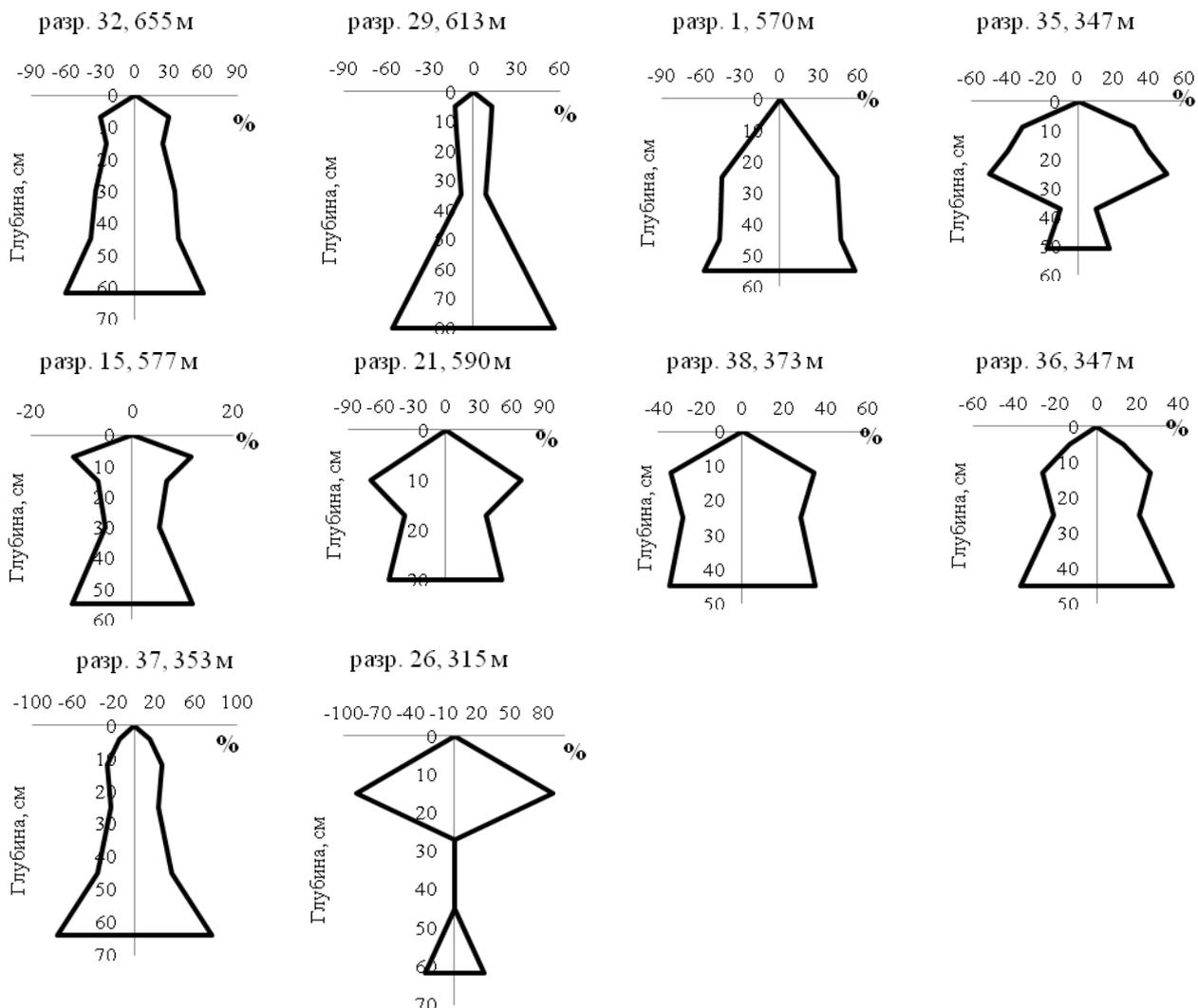


Рис. 11 – Профильное распределение щебня в почвах (%) с инверсией

В третью группу мы отнесли почвы, в которых часто верхняя часть профиля является слабокаменистой или не каменистой (рис. 12).

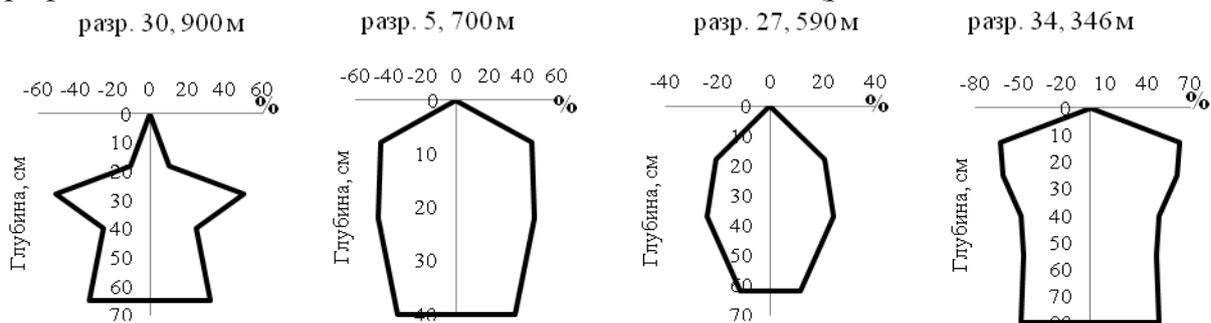


Рис. 12 – Профильное распределение щебня в почвах аэриального происхождения

Верхний нанос был сформирован поверх солифлюкционного коллювия после изменения климатических условий. Граница оледенения на Урале проходила намного севернее [188], что говорит об отсутствии мощного водного потока, способного переотложить материал. Таким образом, слабая каменистость почв связана с поступлением мелкозема с ветром и нарастанием почв кверху. Это является важным эндогенным фактором гомогенизации почв. Такое происхождение почв уже было доказано для бурых лесных почв Южного Урала и Приморья [110].

Аэральное выпадение материала приводит к формированию недифференцированных почв с проявлением в них дернового процесса и буроземообразования. Условия почвообразования на Урале неизменны со среднего голоцена и поэтому, можно утверждать, что буроземообразование является современным процессом и формирование верхнего слоя почв является результатом влияния современных фитоценозов.

Таким образом, профильное распределение щебня подтверждает высокую пространственную изменчивость почвенного покрова горной территории, различное соотношение и проявление процессов выветривания и почвообразования.

5.2.2 Гранулометрический состав

Дифференциация профиля почв по гранулометрическому составу (ГС) является результатом закономерного изменения в профиле активности химического и физического выветривания и соотношения между ними. Степень дифференциации почвенного профиля служит важным морфологическим и диагностическим признаком и в то же время имеет важнейшее значение для установления ее генезиса, зависит в значительной мере от многих факторов и представляет собой сложное явление.

На основании анализа ГС определены следующие разновидности горных почв на г. Северный Басег: тяжелосуглинистые, среднесуглинистые и легкосуглинистые.

Гранулометрический состав почв подгольцового пояса. Более облегченный ГС (среднесуглинистый и легкосуглинистый) характерен для гумусовых горизонтов с последующим утяжелением в срединной части профиля до тяжелосуглинистого (р. 5, 17) и глинистого (р. 1), а к породе вновь с облегчением до среднесуглинистого (рис. 13).

В анализируемых почвах содержание крупной пыли изменяется по профилю по-разному. Так, в почвах, расположенных на более высоких элементах рельефа (р. 31, 28) содержание крупной пыли снижается с глубиной. В почвах на высоте 700 м содержание крупной пыли постепенно увеличивается сверху вниз от 17 до 51% (р. 5). В почвах на высоте 570-600 м (р. 1) изменение содержания крупной пыли по профилю имеет обратную тенденцию: максимум отмечается в гумусовом горизонте с резким снижением в нижней части профиля. В буроземе (р. 17) средняя часть профиля обеднена крупной пылью, а обогащена пылевой фракцией.

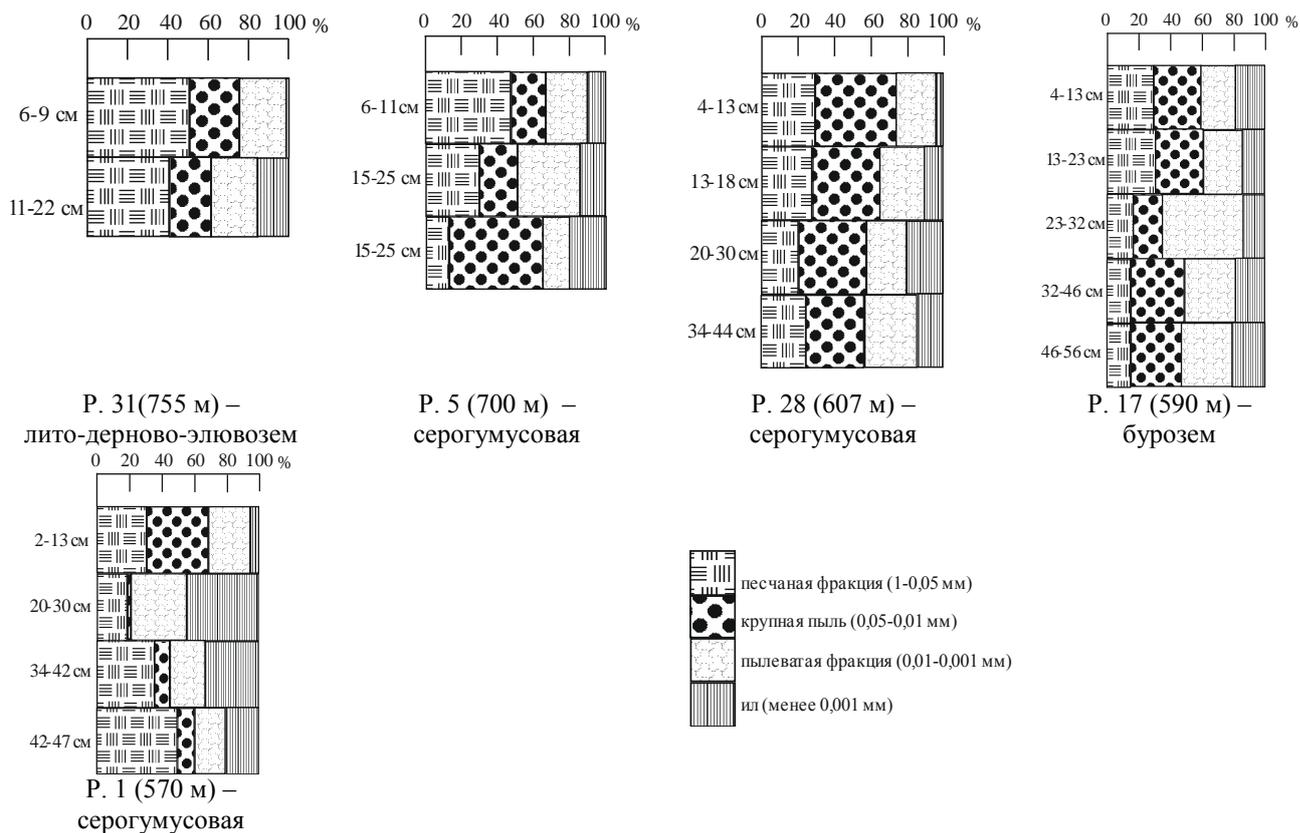


Рис. 13 – Профильное распределение гранулометрических фракций в почвах подгольцового пояса

Распределение пылеватых частиц по профилям почв аналогично распределению крупной пыли.

Содержание ила в составе мелкозема в почвах распределено по профилю также по-разному. Так, содержание ила по профилю варьирует минимально в буроземе (р. 17). В органо-аккумулятивной серогумусовой на высоте 570 м (р. 1) содержание ила распределено дифференцировано: отмечается обогащение средней части профиля. Для лито-дерново-элювозема и органо-аккумулятивной серогумусовой (на высоте 755 и 750 м соответственно) отмечается повышение содержания ила с глубиной.

Для почв этого пояса прослеживается закономерность: на большей высоте над уровнем моря отмечается меньшее содержание физической глины ($r = -0,4$) и ила ($r = -0,5$). Концентрация песка с высотой нарастает ($r = 0,4$). Кроме того, независимо от высоты местности характерно преобладание фракции крупной пыли в мелкоземе горных почв. Однако на одной высоте могут встречаться почвы разного ГС: от легкосуглинистого до глинистого.

Гранулометрический состав почв горно-лесного пояса. В почвах на высоте 300-600 м ГС более тяжелый, чем в почвах подгольцового пояса: от тяжелосуглинистого в верхней части профиля до глинистого в породе.

Содержание ила в буроземах (р. 39, 43, 36) и литоземах (р. 42, 45) горно-лесного пояса распределено не дифференцировано по профилю (рис. 14): происходит снижение его содержания с глубиной. В буроземах (р. 9, 26, 37) и аллювиальной почве (р. 33) содержание ила с глубиной увеличивается.

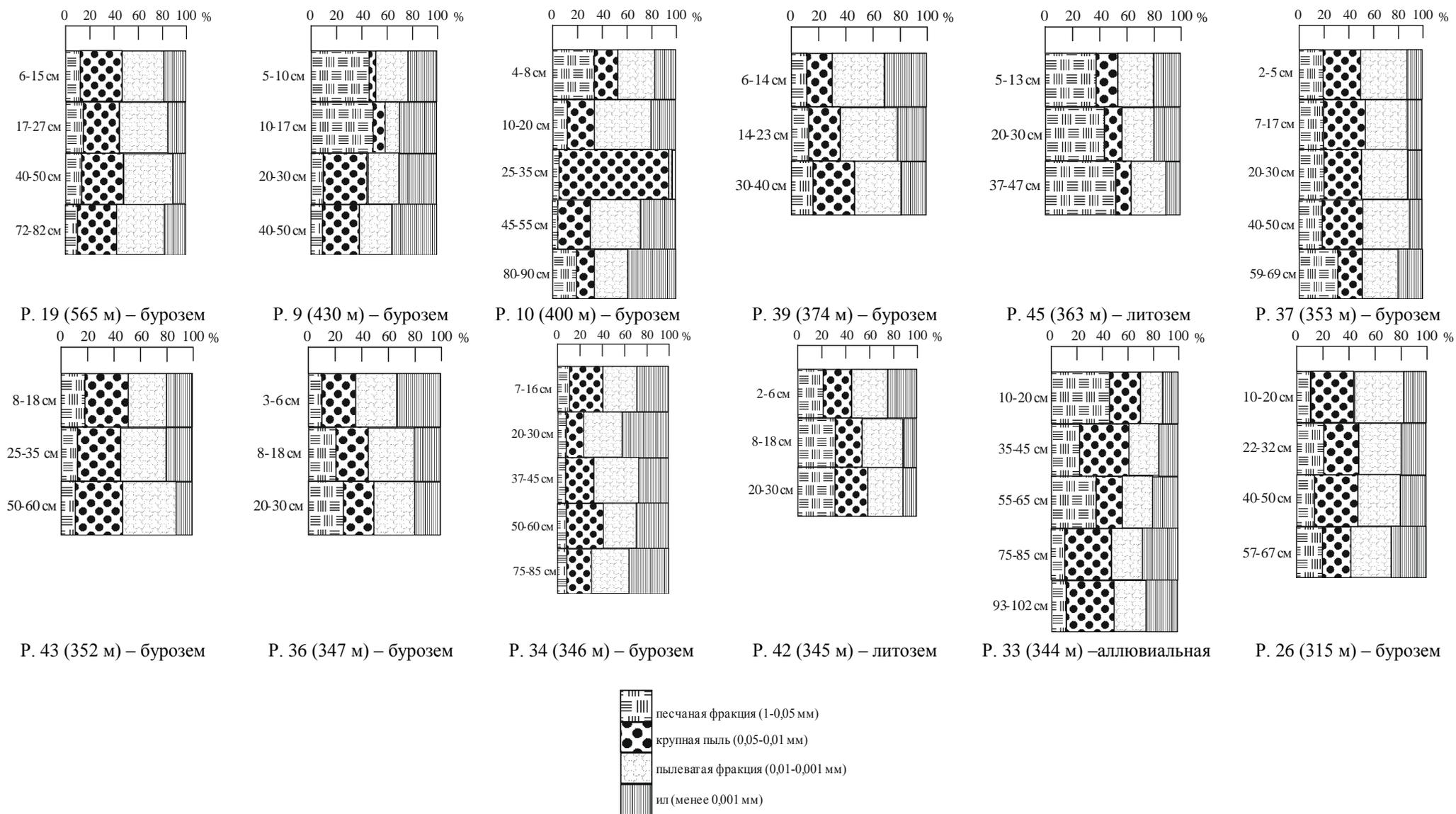


Рис. 14 – Профильное распределение гранулометрических фракций в почвах горно-лесного пояса

В нижней части горно-лесного пояса почвы (р. 10, 19, 34) имеют дифференцированное распределение ила по профилю (рис. 14). Кроме того, дифференциация профиля по илу является неоднозначной. Так, в буроземах, формирующихся на высоте более 700 м (р. 10, 19), отмечается резкое обеднение илом срединной части профиля с последующим утяжелением с глубиной. В буроземе у нижней границы леса (р. 34) выявлено накопление илистой фракции под гумусовым горизонтом.

По данным гранулометрического анализа определены типы профильного распределения крупнопылеватой фракции: равномерное (р. 19, 43, 45, 36, 42) и незначительно дифференцированное (р. 26, 33, 34). Песчаная фракция имеет также различные типы распределения по профилю почв: равномерное (р. 34, 37, 39), постепенно убывающее (р. 19, 43) и постепенно нарастающее (р. 36, 42, 45). В почвах передвижение илистых частиц по профилю почти отсутствует, либо слабо выражено.

Коэффициенты концентрации ила в буроземах горно-лесного пояса больше 1, и только в аллювиальной гумусовой глеевой (р. 33) – менее 1 (табл. 6). Такое распределение ила по профилю указывает на иные почвообразовательные процессы в средне-таежных горных лесах, чем в средне-таежных лесах на равнинной территории.

Таблица 6

Коэффициент концентрации (Кк) илистой фракции и физической глины в мелкоземле почв горно-лесного пояса, (%)

№ разреза	Горизонт	Мощность, см	Содержание фракций, %		Кк	
			<0,001	$\Sigma <0,01$	< 0,001 мм	$\Sigma < 0,01$ мм
№ 33	AY _{el, f}	10-20	13,29	28,50	0,6	0,5
	AY _f	35-45	14,14	38,87	0,6	0,7
	G _{fn}	55-65	19,67	42,58	0,9	0,8
	G _{ox}	75-85	26,00	49,40	1,2	0,9
	CG	93-102	21,15	50,76	1,0	1,0
№ 34	AH	7-16	29,81	59,14	0,8	0,9
	AU _{f,m}	20-30	44,21	73,45	1,2	1,2
	AY _f	37-45	28,98	63,98	0,8	1,0
	BM	50-60	28,76	57,43	0,8	0,9
	BM _g	75-85	35,20	62,45	1,0	1,0
№ 37	AH	2-5	13,38	49,06	0,7	1,06
	AY	7-17	14,12	43,50	0,7	0,9
	BM _f	20-30	14,67	49,29	0,7	1,06
	BM	40-50	13,92	48,57	0,7	1,05
	CLM	59-69	20,00	46,07	1,0	1,0
№ 39	AY ₁	6-14	34,20	68,07	1,9	1,3
	AY ₂	14-23	24,94	61,53	1,4	1,2
	BM _f	30-40	18,30	52,80	1,0	1,0
№ 42	AU _{1f}	2-6	24,83	51,85	2,0	1,4
	AU _{2f}	8-18	16,88	45,32	1,4	1,2
	CLM _f	20-30	12,13	36,52	1,0	1,0
№ 43	AY	8-18	21,26	51,74	1,5	1,0
	AY _f	25-35	19,98	50,07	1,4	1,0
	BM _f	50-60	13,58	49,42	1,0	1,0
№ 45	AO	5-13	20,34	43,46	1,6	1,3
	CLM _f	20-30	20,81	42,32	1,7	1,2
	R	37-47	12,20	34,30	1,0	1,0

В верхней части профиля почв содержание илистой фракции больше в сравнении с мелкоземистым элювием коренных метаморфических пород.

Для всех исследуемых почв на г. Северный Басег, независимо от положения в ландшафте, отмечается следующая особенность: при относительно высоком содержании щебня, мелкозем является суглинистым, несмотря на обогащенность его песчаной фракцией.

Для горных почв, по-видимому, большое значение имеет содержание, и распределение по профилю крупной пыли, которая, состоит в основном из первичных минералов и большей частью из кварца. Наличие высокого содержания крупной пыли говорит о наличии процессов физического выветривания пород и минералов.

Таким образом, распределение гранулометрических фракций по профилю почв указывает на наличие механических барьеров, которые формируются в условиях резкого уменьшения интенсивности механической миграции веществ. Возможно, это связано с различным генезисом почв, в пределах даже одного высотно-растительного пояса.

5.2.3 Магнитная восприимчивость

Магнитная восприимчивость почв обусловлена генетически и является интегральным показателем ее магнитных свойств, унаследованных от почвообразующей породы, а также приобретенных свойств в процессе педогенеза [262].

Магнитная восприимчивость (МВ) почв является мерой ее намагниченности [9, 157, 305]. В основе магнитометрического метода лежит эффект воздействия исследуемого почвенного образца на магнитную стрелку, расположенную на некотором расстоянии [124].

Магнитные свойства почвы связаны с первичными и вторичными минералами, а также органическим веществом, характеризующимся различными магнитными свойствами. Эти компоненты почвы могут быть диа-, пара- и ферромагнетиками. Показатель МВ в первую очередь определяется содержанием в почвах сильномагнитных оксидов железа [9, 88].

Магнитная восприимчивость (МВ) является физическим свойством почв, характеризует их способность намагничиваться и может отражать химический и минералогический состав. Магнитные методы позволяют получить достоверные сведения о содержании в почвах минералов группы оксидов и гидроксидов железа. Величина магнитной восприимчивости почв в первую очередь зависит от содержания в них сильномагнитных оксидов железа [9].

Магнитный профиль почвы определяется ее типом, геохимическими особенностями местности, степенью техногенного воздействия [46]. Кривая распределения МВ по профилю определяется фракцией содержания ила, где сосредоточены в дисперсном состоянии ферромагнитные минералы.

Магнитный профиль почвы – это закон, по которому происходит изменение магнитной восприимчивости с глубиной или характер изменения магнитной восприимчивости по генетическим горизонтам почвы сверху вниз [9].

Магнитные свойства почв могут характеризовать протекающие в них процессы. Величины МВ обладают большой информативностью, так как связаны со многими свойствами почв. Особенно хорошо исследованы показания МВ почв Удмуртии. В работах Т.П. Ивановой [96], Л.А. Обыденовой [195], В.П. Ковриго [16] и др., выявлена корреляционная прямая связь МВ почв Удмуртии и других регионов со многими параметрами почвы (сумма обменных оснований, реакция среды, степень насыщенности почв основаниями и др.).

За последние годы стало появляться много работ, когда исследования магнитной восприимчивости проводятся в рамках изучения техногенной загрязненности почв. Почвы, загрязненные тяжелыми металлами, имеют повышенные значения МВ [187, 47, 88, 304, 315].

Многими учеными было установлено, что в верхних горизонтах почв показания МВ выше, чем в нижележащих [157, 252, 305]. А.А. Лукшин [157] утверждает, что высокие значения восприимчивости коррелируют с высоким содержанием гумуса, нейтральной и щелочной рН. При кислой реакции среды происходит разрушение магнетита, и, следовательно, низкая магнитная восприимчивость.

Магнитная восприимчивость легких по гранулометрическому составу почв ниже, чем тяжелых [29].

Ю.Н. Водяницкий [29] объясняет связь восприимчивости и гумуса благоприятными условиями, которые создает органическое вещество для синтезирующих магнетит гетеротрофных микроорганизмов.

Наиболее существенная связь между магнитной восприимчивостью и содержанием валового железа наблюдается в подзолистых и дерново-подзолистых почвах [9].

Накоплен обширный литературный материал, позволяющий представить основные тенденции в поведении соединений железа в почвах и ландшафтах различных почвенно-климатических зон [27, 29, 81, 307, 310-313].

К числу информативных показателей состояния природной среды в прошлые эпохи относятся магнитные свойства почв [2]. Информацию о формировании ферримагнитных оксидов железа в почвах, возможно, применять для палеоэкологических реконструкций.

Исследованием МВ почв равнинных территорий на Среднем Урале занимались: А.А. Лукшин [157]; Т.И. Румянцева [233]; А.А. Васильев [18, 21]; В.П. Ковриго [117]; Э.Ф. Сатаев [251]; В.Ю. Гилев [42]; О.А. Страдина [264], Ю.Н. Водяницкий, А.А. Васильев, Е.С. Лобанова [30].

Литературных данных о закономерностях показаний и профильного распределения МВ в горных почвах Среднего Урала нет. Исследования МВ на территории заповедника проведены впервые. Измерения выполнены чешским капнометром КТ-6, который измеряет магнитную восприимчивость с точностью до 1×10^{-5} СИ. Принцип работы прибора состоит в эффекте воздействия исследуемого почвенного образца на магнитную стрелку, расположенную на некотором расстоянии [124].

Магнитную восприимчивость исследовали в буроземах (р. 15, 9, 26, 32, 8, 34), сухоторфяно-подбуре (р. 18), органо-аккумулятивных почвах (р. 1, 29, 5) и

аллювиальной гумусовой глеевой (р. 33), расположенных на г. Северный Басег и в районе р. Малый Басег на территории заповедника (табл. 7).

Таблица 7

Объемная магнитная восприимчивость ($\alpha \times 10^{-5}$ СИ) горных почв

Высота н.у.м., № разреза	Горизонт	$\alpha \times 10^{-5}$	№ разреза	Горизонт	$\alpha \times 10^{-5}$
315 м № 26	AY	0,22	577 м № 15	AU	0,08
	BM ₁	1,80		BM	0,46
	BM ₂	0,52		BM _i	0,05
	BM _i	0,24		CLM	0,57
344 м № 33	AY _{el.f}	0,32	613 м № 29	AU	0,01
	AY _f	0,48		AJ _{el}	0,04
	G _{fn}	0,17		AU _m	0,00
	G _{ox}	0,75	700 м № 5	AU	0,14
	G	0,17		AY _i	0,24
346 м № 34	АН	0,04	800 м № 8	AY	0,25
	AU _{f.m}	0,05		AY ₁	0,09
	AY _f	0,23		BM	0,02
	BM	0,36		BM _f	0,04
430 м № 9	BM _g	0,22	755 м № 31	O _{av}	0,28
	AY	0,02		EL	0,11
	BM ₁	0,07		CLMf	0,08
	BM ₂	0,08	655 м № 32	AY ₁	0,09
BM _{el}	0,16	AY ₂		0,05	
570 м № 1	AY ₁	0,16		AY _f	0,07
	AY ₂	0,36	BM	0,09	
	AY ₃	0,96	CLM	0,20	
	AJ	0,13	955 м № 18	BHF	0,12
		BF		0,06	

В целом, в горных почвах в пределах хребта Басеги, показания объемной магнитной восприимчивости (OMB) не высокие ($0,01-1,8 \times 10^{-5}$ СИ). Внутри профильное распределение OMB в почвах на высоте от 315 м до 430 м варьирует от 0,22 до $1,8 \times 10^{-5}$ СИ; с увеличением высоты (н.у.м.) изменение признака сводится к минимуму ($0,02-0,16 \times 10^{-5}$ СИ).

В анализируемых почвах наблюдается увеличение MB с глубиной, а самые высокие значения отмечаются в срединных горизонтах (р. 9, 7, 6, 1, 3). Увеличение восприимчивости в иллювиальных горизонтах происходит вследствие привноса магнетиков с илистыми частицами за счет внутрипочвенного бокового стока и внутрипочвенного выветривания.

На рис. 15 приведены коэффициенты K_{χ} по А.Ф. Вадюниной [16], которые показывают во сколько раз магнитная восприимчивость верхних горизонтов почв выше восприимчивости почвообразующих пород.

Расчитанные коэффициенты по А.Ф. Вадюниной колеблются в почвах горно-лесного пояса от 0,1 до 0,9; в подгольцовом поясе коэффициент варьирует от 0,1 до 3,5. В почвах – разрезе 8, 18, 31 – высокие значения коэффициентов (2,3; 2; 3,5) могут быть связаны с образованием сильно магнитных соединений и условиями хорошей аэрации.

По утверждению В.Ф. Бабанина [10] величина K_{χ} выше там, где более благоприятные условия для гумификации органического вещества.

№ разреза, высота н.у.м.	К _х
18, 955 м	2,0
32, 655 м	0,5
31, 755 м	3,5
8, 800 м	2,3
5, 700 м	0,6
29, 613 м	0,25
15, 577 м	0,1
1, 570 м	1,2
9, 430 м	0,1
34, 346 м	0,2
33, 344 м	1,9
26, 315 м	0,9

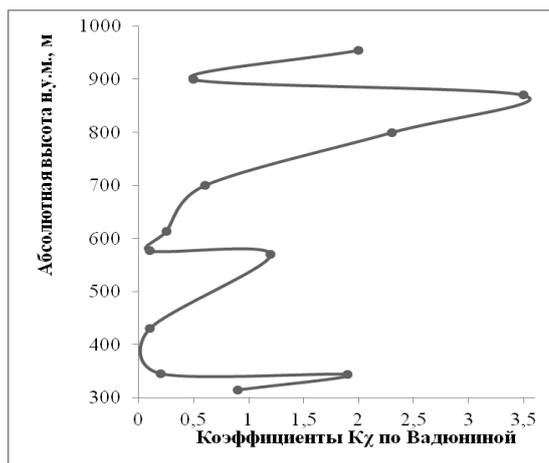


Рис. 15 – Влияние высоты (н.у.м.) на значения коэффициента К_х (по Вадюниной)

В почвах, расположенных у нижней границы горно-лесного пояса (на высоте 300-450 м н.у.м.) коэффициенты ниже, что может быть обусловлено застоем влаги в весенний период. В анаэробных условиях в присутствии органического вещества идет образование из ферромагнетиков слабомагнитных минералов железа. Математическая обработка данных доказывает зависимость многих параметров почвы с ОМВ (табл. 8). Наблюдается прямая (р. 29 и р. 31 $r=1,0$) и обратная (р. 34, 9, 5, 8, 32) зависимости между ОМВ и содержанием гумуса.

Таблица 8

Коэффициенты корреляции между ОМВ и свойствами почвы

Разрез, №	26	33	34	9	1	15	29	5	8	31	32
ОМВ и содержание гумуса											
r	0,3	-0,4	-0,8	-0,8	-0,1	-0,4	1,0	-1,0	-0,9	1,0	-0,7
ОМВ и pH											
r	-0,3	-0,8	-0,8	0,7	0,5	0,6	-0,5	1,0	-0,9	-0,3	0,5
ОМВ и Fe ₂ O ₃											
r	-0,8	0,2	-0,2	-0,6	0,4	-0,3	-1,0	-0,3	-0,2	-	-

Некоторые ученые связывают влияние гумуса на увеличение ОМВ с благоприятными условиями, которые создает органическое вещество для синтезирующих магнетики гетеротрофных микроорганизмов [29].

Во всех горных почвах можно наблюдать сильную зависимость между МВ и реакцией среды (табл. 8). В р. 9, 1, 15, 5, 32 можно отметить прямую зависимость между МВ и значениями pH и обратную в р. 33, 34, 29, 8.

Между показателями ОМВ и содержанием валовых форм Fe₂O₃ существует обратная связь (табл. 8). Таким образом, низкие значения МВ могут указывать на отсутствие загрязнения почв заповедника тяжелыми металлами.

Рассмотрим внутрипрофильные особенности распределения объемной магнитной восприимчивости в горных почвах. По распределению ОМВ по профилю почвы объединены в шесть групп.

В группу с равномерно-аккумулятивным типом профильного распределения МВ отнесены только две почвы: лито-дерново-элювозем (р. 31, 870 м) и бурозем глееватый ожелезненный (р. 27, 590 м). В этих почвах имеет место сезонное оглеение, что сказывается на понижении показателя МВ (рис. 16). В верхней части профиля почв МВ выше за счет накопления органического вещества.

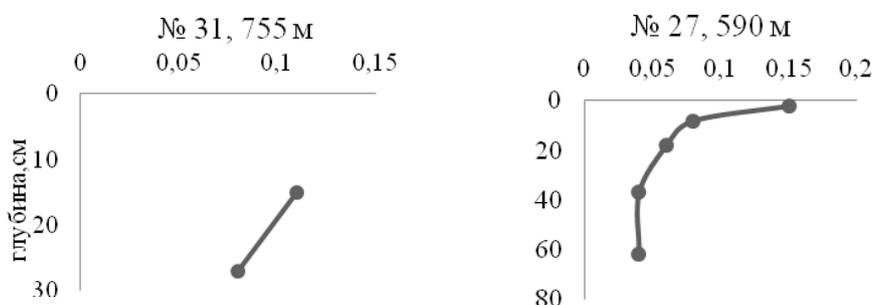


Рис. 16 – Равномерно-аккумулятивный тип распределения МВ

В группу с равномерно-элювиальным типом распределения МВ отнесены почвы из разных высотно-растительных поясов (рис. 17). Постепенное возрастание МВ к плотной породе может диагностировать формирование почвы на более зрелой стадии развития, а также указывает на моногенетичность почв. Почвы этой группы объединяет укороченная мощность профиля (30-50 см), потечность гумуса в профиле, ожелезненность в нижней части профиля.

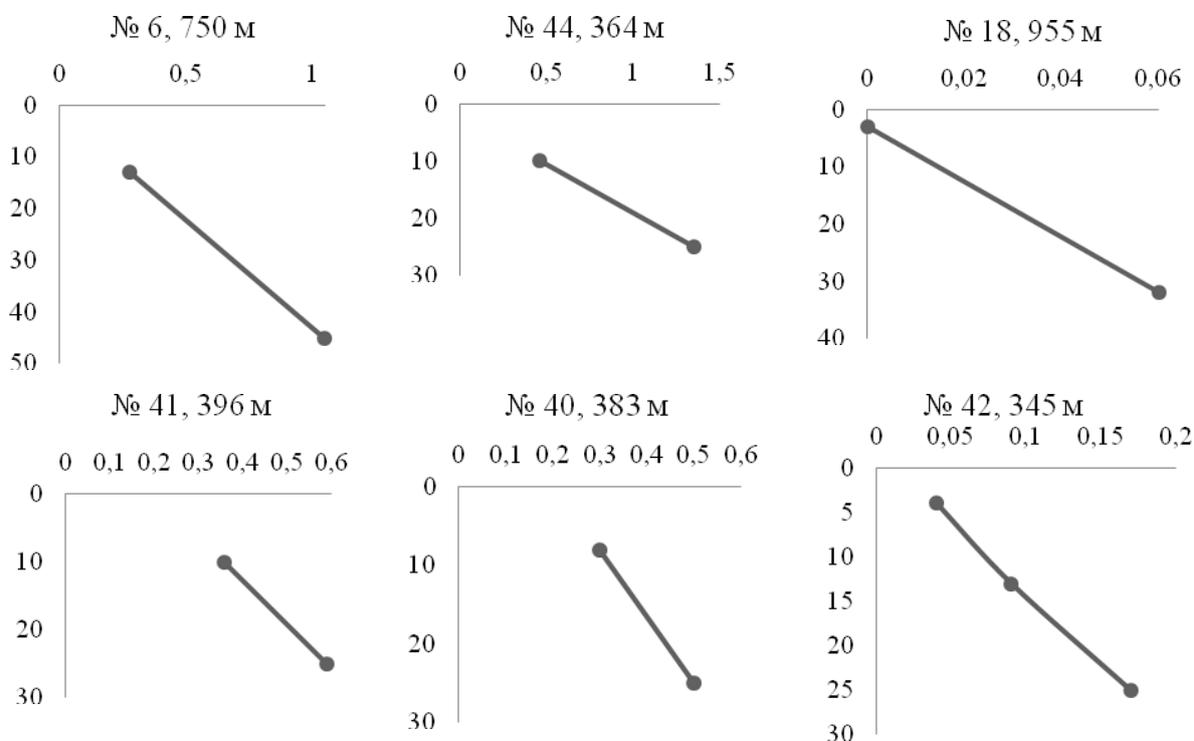


Рис. 17 – Равномерно-элювиальный тип распределения МВ в почвах

Кроме того, выделены регрессивно- и прогрессивно-элювиальный типы кривой распределения МВ в буроземах горно-лесного пояса и в серогумусовой

почве. Регрессивно-элювиальный тип распределения МВ (рис. 18) отмечается в буроземах элювиированных (р. 16, 9) и буроземе ожелезненном (р. 32), где отчетливо выражено резкое возрастание магнитной восприимчивости к плотной породе. В диагностическом для почв этого отдела структурно-метаморфическом горизонте *ВМ* отмечается повышение магнитной восприимчивости. Такое распределение МВ по профилю может указывать на полигенетичность почв.

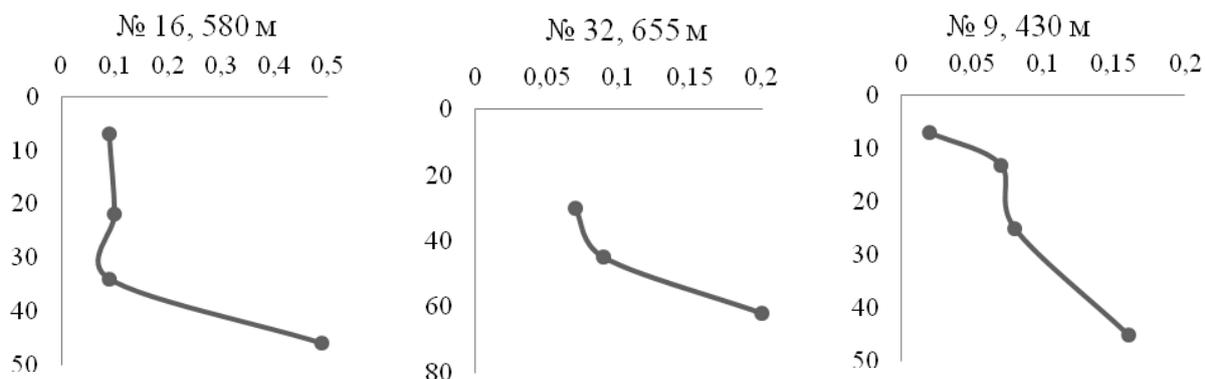


Рис. 18 – Регрессивно-элювиальный тип профильной кривой МВ

Прогрессивно-элювиальный тип распределения МВ (рис. 19) отмечается в почвах подгольцового пояса (р. 5, 22). В гумусовом горизонте в пределах 20-30 см наблюдаются более низкие значения МВ, а далее МВ стабильно удерживается примерно на одном уровне без изменений до породы, что указывает на некоторую заторможенность процессов выветривания и почвообразования. Почвы этой группы (бурозем темногумусовый элювиированный и серогумусовая глинисто-иллювиированная) объединяет процесс переноса вещества: в буроземе – гумусовых веществ, в серогумусовой – пылеватых и илистых частиц, что сопровождается повышением содержания магнетиков и соответственно магнитной восприимчивости. Такое распределение также может указывать на полигенетичность почв.

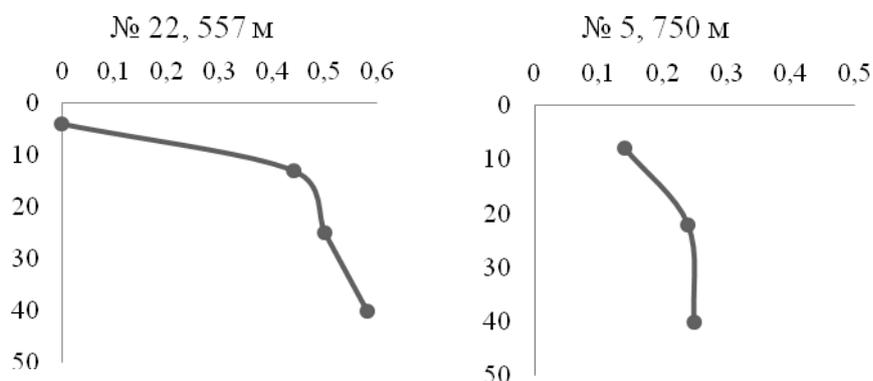


Рис. 19 – Прогрессивно-элювиальный тип профильной кривой МВ

Для почв заповедника также характерно и элювиально-иллювиальное распределение МВ с максимумом значений в срединной части профиля и убыванием с глубиной (р. 29, 26, 34, 36, 1, 43, 37, 19). В эту группу попадают почвы как горно-лесного пояса, так и подгольцового до высоты 700 м (рис. 20).

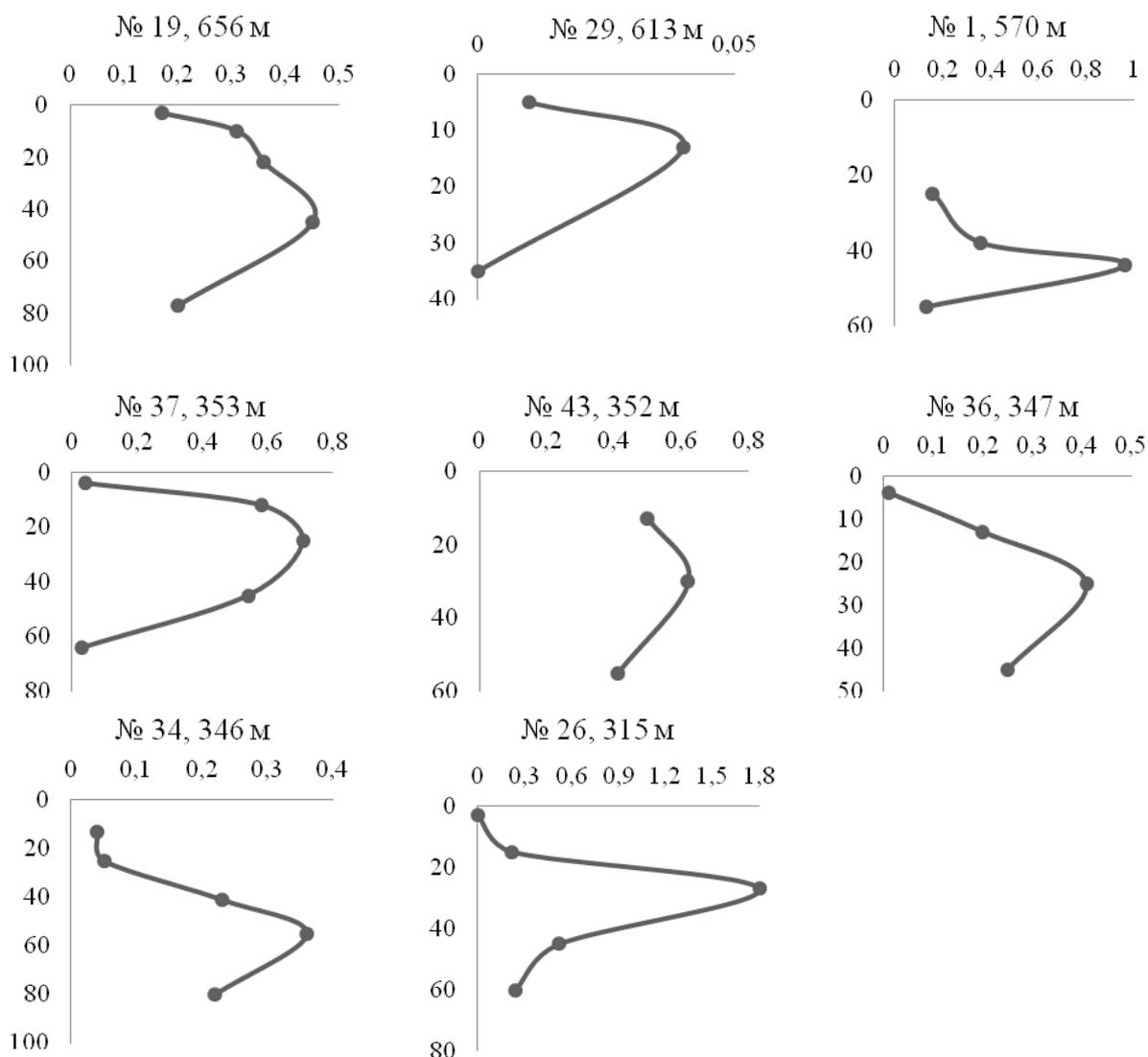


Рис. 20 – Элювиально-иллювиальное распределение МВ

В группу элювиально-иллювиального распределения МВ попали почвы отделов структурно-метаморфического и органо-аккумулятивного, которые различные по генезису и соответственно по морфологии. Однако, тип профильного распределения МВ является близким и объединил исследуемые почвы по проявлению элементарных почвообразовательных процессов, протекающих в срединной части профиля: элювирование, ожелезнение, метоморфизация, иллювиирование, оглеение. Наличие данных процессов способствует накоплению магнетиков в горизонтах почв. По значениям МВ в почвах структурно-метаморфического отдела четко выделяется метаморфический горизонт ВМ, в котором магнитная восприимчивость резко возрастает с последующим снижением к горизонту элювия метаморфических пород.

Кроме того, следует отметить, что почвы, вошедшие в группу с элювиально-иллювиальным типом распределения МВ, имеют более полноразвитый профиль (66-100 см) при крутизне 3-7 градусов.

Таким образом, дифференцированное распределение МВ по профилю почв может указывать на наличие диагностических элементарных почвообразовательных процессов, которые могут накладываться на основные процессы, происходящие в почвах, а также, возможно, на полигенетичность профиля почв.

Аккумулятивно-элювиально-иллювиальный профиль распределения МВ (рис. 21) отмечен нами для почв горно-лесного и подгольцового поясов, где можно констатировать два максимума магнитной восприимчивости в профиле почвы. Скорее всего это может указывать на: а) смену окислительно-восстановительных условий в пределах профиля; б) на различное соотношение в горизонтах диа-, пара-, и феррамагнетиков; в) наличие «погребенных» горизонтов (смена минимума на максимум в нижней части профиля) с формирующимся новым профилем молодой почвы из свежих наносов. Таким образом, такой тип распределения может указывать на полигенетичность почв.

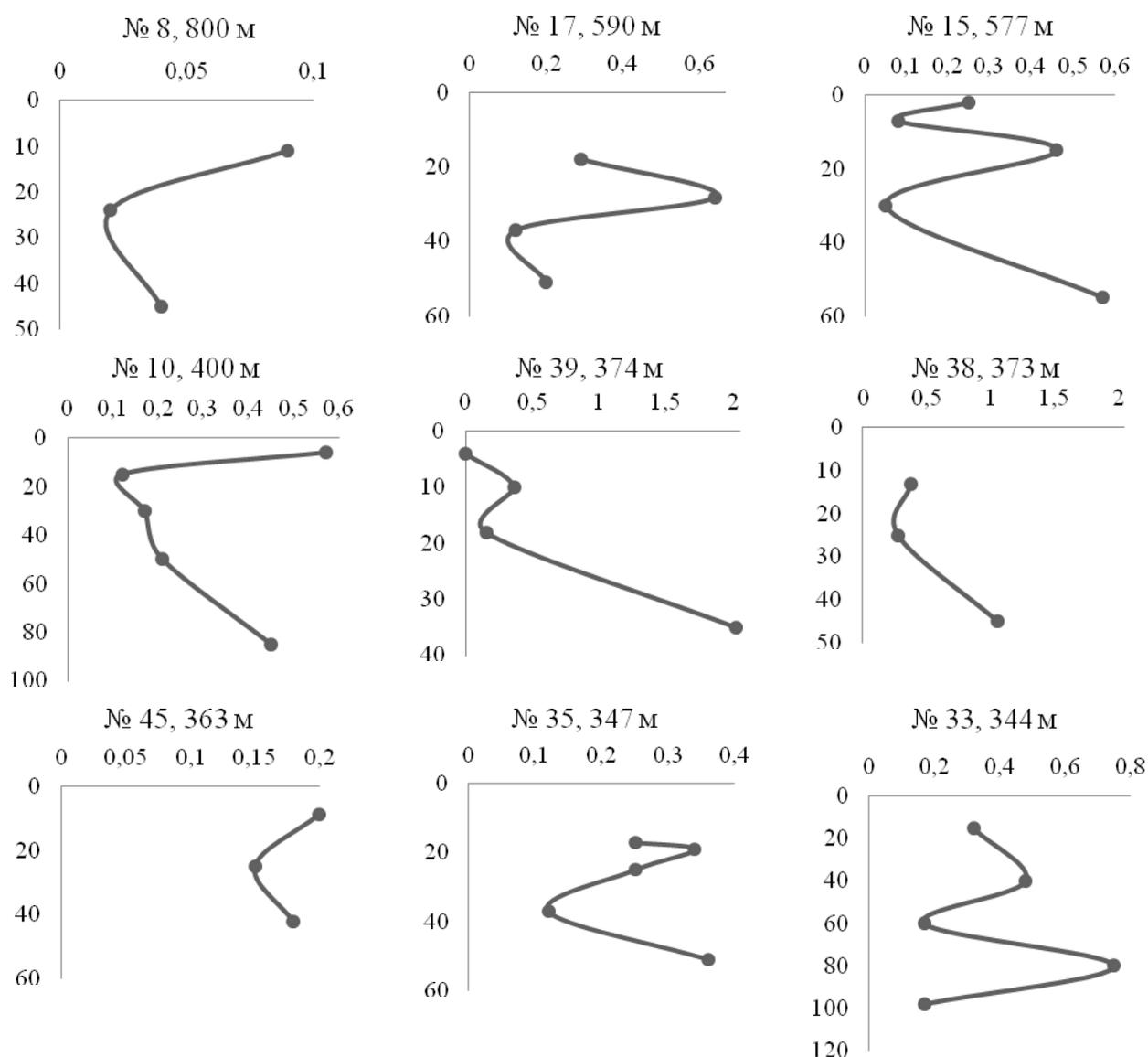


Рис. 21 – Аккумулятивно-элювиально-иллювиальный тип распределения МВ

По приросту магнитной восприимчивости исследуемые почвы хорошо различаются на уровне отдела, типа и даже подтипа. Так, отдел литоземов и подбуров характеризуется резким снижением восприимчивости между верхним и нижним горизонтом, что указывает на примитивный профиль. В почвах органо-аккумулятивного отдела наблюдается максимальное содержание в срединных гумусовых горизонтах. Почвы отдела структурно-метаморфические отличаются от почв других отделов по профильному распределению магнитной восприимчивости, где четко проявляется дифференциация показателя. Отдел аллювиальных почв отличается по изменению кривой МВ в профиле.

Показатель МВ может быть использован как диагностический при проведении почвенно-экологического мониторинга, а по профильной кривой МВ можно судить о степени дифференциации профиля.

5.3 ХИМИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА

5.3.1 Формы кислотности почв

Кислотность почв является существенным показателем геохимических процессов, в большей мере определяющим направленность и динамику процессов миграции и трансформации веществ органического и неорганического происхождения [126]. В условиях кислых почв снижается емкость катионного обмена, ухудшаются водно-физические свойства. Различия в кислотности почв в значительной мере определяются особенностями растительности и почвообразующими породами.

Кислотно-основные условия обуславливают многие химические процессы в почвах, поэтому их изменение влечет и изменение каких-либо процессов [184]. В сильнокислых почвах, в первую очередь изменяется соотношение ионов, обуславливающих кислотные свойства. Подкисление ведет к изменению подвижности химических элементов, в том числе типоморфных элементов. Кроме того, подкисление почв может быть вызвано поступлением оксидов металлов и их кислотным гидролизом, за счет чего меняются уровни pH_{H_2O} , pH_{KCl} , обменной и гидролитической кислотности [184].

Показатели кислотности могут служить индикаторами загрязнения почв, что является актуальным для заповедных территорий. Учитывая возможность трансграничного переноса кислотных осадков, проблема техногенного подкисления почв остается одной из существенных экологических проблем [183, 261].

Зона гор характеризуется господством морозного выветривания, в результате которого горные породы распадаются на крупные и мелкие обломки (россыпи) вплоть до пылеватых частиц. Частицы собираются по понижениям микрорельефа и в трещинах пород. В почвах субальпийских лугов одновременно идут процессы растворения, вымывания и окислации более глубоких горизонтов, которые приобретают коричневато-палевую или даже рыжеватую окраску, а иногда большую дисперсность, причем в них характерно возрастает кислотность и уменьшается количество поглощенного кальция [175].

Природа кислотности горных почв Среднего Урала изучена слабо, современных данных нет. Ученые, которые занимались исследованием горных почв на Урале [12, 94-95, 269, 270] подчеркивали, что почвы являются кислыми. Актуальность изучения форм кислотности почв заповедника «Басеги» обусловлена причиной практической необходимости получения почвенно-экологических данных по состоянию заповедных территорий, их систематизации и разработки системы мониторинга почвенного покрова.

При планировании системы показателей почвенно-экологического мониторинга не рассматривают все формы кислотности, а учитывают лишь реакцию среды, но этого недостаточно для понимания и определения причин кислотности.

Характеризуя почвенную кислотность, оценивают кислотность актуальную и потенциальную. В целом для почв г. Северный Басег характерна очень сильноокислая и сильноокислая реакция среды при высоком размахе изменчивости как актуальной, так и обменной форм кислотности (рис. 22). Среднее значение кислотности $pH_{kcl} - 3,7$; $max - 4,7$; $min - 2,7$.

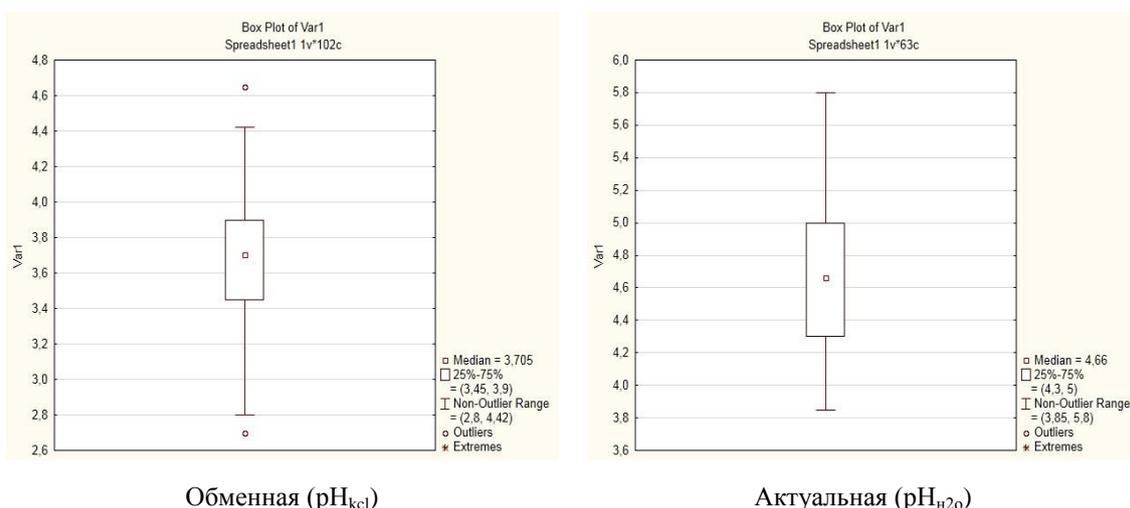


Рис. 22 – Размах изменчивости форм кислотности в почвах

Характерной особенностью почв хребта Басеги является разница между значениями актуальной и обменной кислотностью. Этот показатель в определенной мере является индикатором буферности почвы, т.е. способности сохранять физико-химические параметры при внешнем воздействии. Актуальная кислотность (pH_{H_2O}) несколько выше, среднее значение 4,7; изменяется от 3,9 до 5,8. Важно отметить, что значения актуальной кислотности в почвах на вершине г. Северный Басег (гольцовый пояс) тем больше, чем выше по склону расположена почва (между pH_{kcl} и высотой $r=0,7$; pH_{H_2O} и высотой $r=0,9$). В подгольцовом поясе наблюдается обратная зависимость (между pH_{kcl} и высотой $r= -0,4$; pH_{H_2O} и высотой $r= -0,7$). В горно-лесном поясе данные взаимосвязи не проявляются.

Установлено, что почвы на кристаллических сланцах характеризуются высоким содержанием обменного алюминия, которое зависит от почвообразующей породы, произрастающей растительности, степени

выветренности почвенной массы (чем выше выветренность, тем больше в ней обменного алюминия) [94, 301, 306]. Сланцы являются сильно выветрелыми породами, поэтому в биологический круговорот из них вовлекается мало Са и Mg, и почвы, в связи с этим, имеют кислую реакцию среды. Этому способствует и легкая мобилизация в них алюминия.

Обменная кислотность в горных почвах хребта Басеги создается большей частью за счет содержания обменного алюминия, показатели которого являются высокими. Так для почв подгольцового пояса среднее значение содержания алюминия 10 мг-экв/100 г; в субальпийском поясе среднее – 12,3 мг-экв/100 г; в горно-лесном – 16,9 мг-экв/100 г.

Кроме того, В.А. Чернов [290] экспериментально подтвердил, что алюминий прочнее закрепляется в почве, чем водород, поэтому в кислых почвах в ППК присутствует его большее количество.

Одна из форм потенциальной кислотности – гидролитическая кислотность – дает представление об общем количестве водородных ионов, способных к обмену с другими катионами. В исследуемых горных почвах усредненное значение гидролитической кислотности очень высокое – 17 мг-экв/100 г, варьируя от 0,9 до 96,0 мг-экв/100 г (рис. 23).

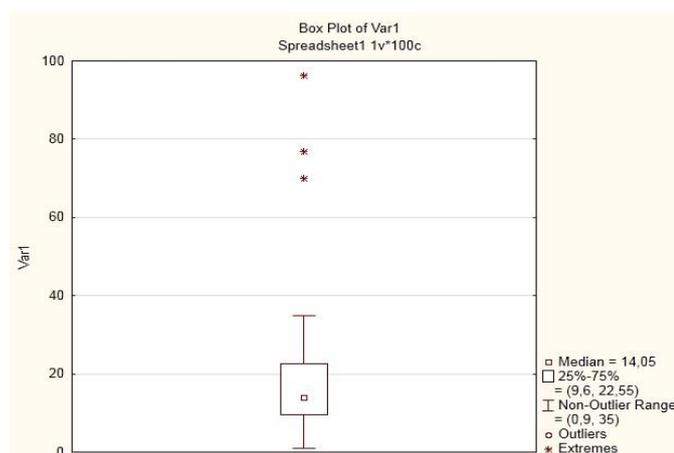


Рис. 23 – Размах изменчивости гидролитической кислотности (Нг) (n= 100)

Гидролитическая кислотность в почвах по профилю изменяется в зависимости от положения почвы в ландшафте. Почвы гольцового пояса состоят из одного-двух торфянистых или одного органоминерального горизонта и поэтому, высокая Нг отмечается во всем маломощном профиле почв.

В почвах подгольцового пояса отмечается плавное падение Нг с глубиной, которое можно объяснить свежестью пород, содержащих еще достаточное количество первичных минералов для нейтрализации растворов, поступающих сверху, и кислотности, образующейся под воздействием корневых волосков, которые под субальпийской растительностью проникают на большую глубину (рис. 24).

Нижние части склонов г. Северный Басег до высоты 300-600 м покрывает темнохвойная тайга. Здесь создаются иные условия, большую роль играет елово-пихтовый кислый опад и мшисто-хвощевая подстилка. Значения

гидролитической кислотности возрастают или убывают к породе с увеличением в средней части профиля (рис. 24).

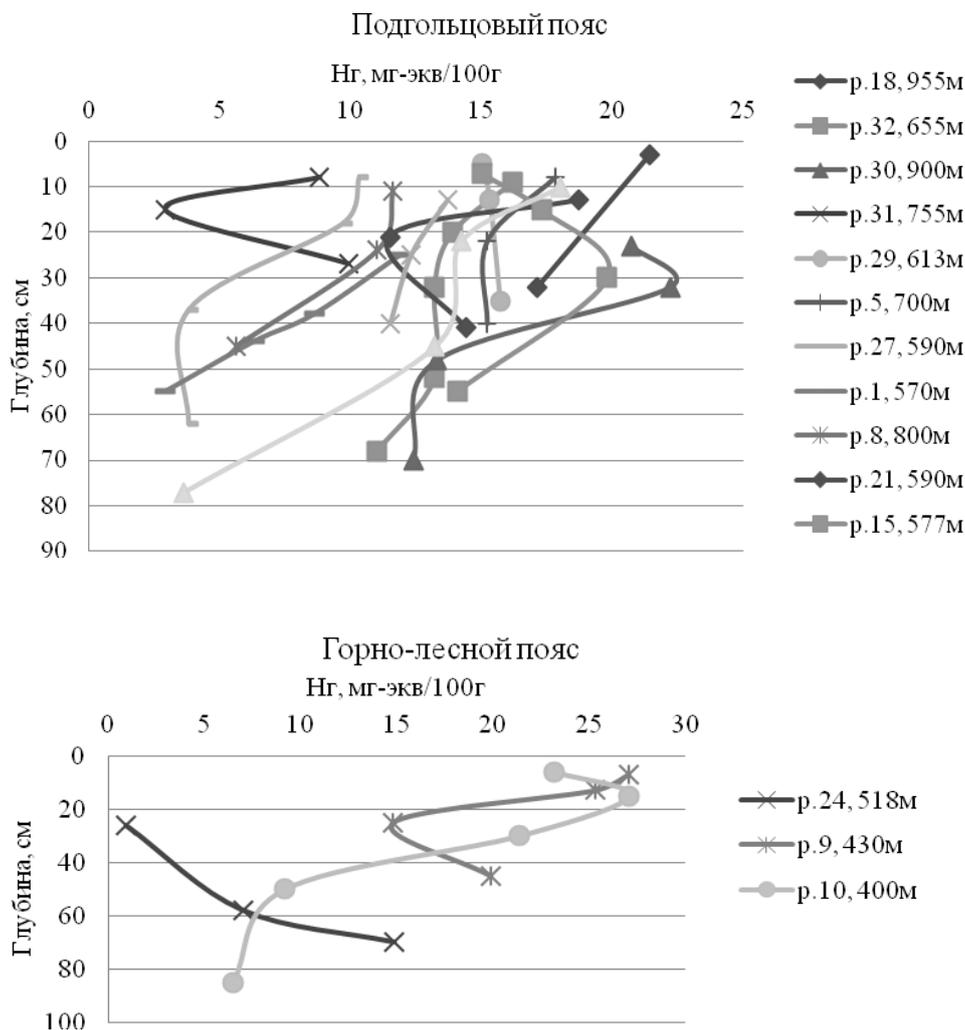


Рис. 24 – Профильное распределение гидролитической кислотности (в мг-экв/100 г почвы)

У подножия хребта Басеги (314-400 м) леса низкоплотные и труднопроходимые из-за ветровалов и повсеместной заболоченности. Травяной покров невысок, но, как правило, достаточно густой, обычны участки с покровом из зеленых мхов. Значения гидролитической кислотности здесь самые высокие. В верхних горизонтах достигают 70-90 мг-экв/100 г, с резким снижением вниз по профилю (рис. 25).

Западный макросклон Среднего Урала относится к гумидным областям, где количество осадков превышает испаряемость. Горные почвы являются хорошо дренируемыми, поэтому протекает ежегодная необратимая потеря оснований с дренажными водами при непрерывном образовании кислотных продуктов в процессе функционирования биоты, и в процессе развития почвы происходит постепенное подкисление раствора.

Кислотность почв – важнейшая характеристика горных почв, играющая большую роль в формировании их свойств. Наши исследования подтверждают данные ученых о кислой природе горных почв Урала. Почвы хребта Басеги имеют кислую реакцию среды, независимо от типа произрастающей растительности. Обменная кислотность обусловлена обменным алюминием, который, высвобождаясь в процессе интенсивного выветривания пород в кислой среде, конкурирует с водородом и другими катионами за место в почвенно-поглощающем комплексе. Высокое содержание обменного алюминия служит диагностическим показателем степени выветрелости почв.

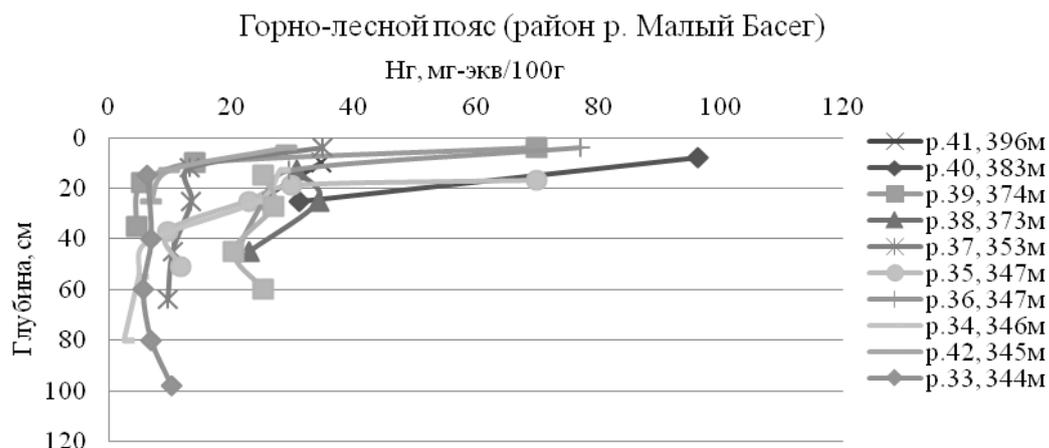


Рис. 25 – Профильное распределение гидролитической кислотности в почвах в районе р. Малый Басег (в мг-экв/100 г почвы)

Изучение форм кислотности помогает понять физико-химические особенности почвенно-поглощающего комплекса в зависимости от высоты местности и типа растительности, что является важным при планировании и проведении почвенно-экологического мониторинга в заповеднике.

Проведенные нами исследования почв на территории заповедника с достаточно точной географической привязкой могут в дальнейшем послужить основой для создания базы данных по свойствам почв заповедных территорий и организации стационарных площадок для ведения почвенно-экологического мониторинга.

5.3.2 Валовой химический состав

Элементный состав почв – одна из основных характеристик почвы, которая отражает итоги почвообразовательного процесса. По элементному составу различаются генетические горизонты почв, совокупность элементных составов генетических горизонтов одного почвенного профиля служит показателем направления почвообразовательного процесса.

Определение валового состава позволяет выявить особенности горных почв по содержанию и распределению оксидов по профилю. Данные валового состава показывают, что процессы почвообразования на г. Северный Басег не приводят к отчетливой дифференциации профиля (табл. 9).

Таблица 9

Валовой состав элементов в почвах заповедника «Басеги»

Разрез	Глуб. см	Горизонт	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	K ₂ O	Na ₂ O	CaO	MgO	TiO ₂	MnO	P ₂ O ₅	SO ₃	Cl
18	6–24	BHF	67,26	14,67	4,69	2,03	0,81	0,29	1,50	1,01	0,07	0,12	0,19	0,002
	24–41	BF	66,84	15,09	4,52	1,95	0,98	0,36	1,56	0,94	0,05	0,08	0,14	–
30	13–23	AU ₁	68,67	11,45	3,40	1,74	0,62	0,18	0,41	1,16	0,02	0,29	0,33	0,011
	23–32	AU ₂	66,18	12,41	5,09	1,82	0,52	0,25	0,71	1,04	0,03	0,23	0,30	0,001
	32–50	BM	69,69	13,28	4,11	1,77	0,68	0,29	1,30	0,94	0,04	0,11	0,17	–
	50–75	CLM	74,28	13,64	3,84	1,81	1,12	0,31	1,45	0,91	0,04	0,10	0,13	–
31	6–9	Oao	80,38	6,64	0,93	0,98	1,52	0,17	0,27	1,19	0,01	0,17	0,36	0,005
	9–22	EL	82,61	9,22	1,64	1,19	2,21	0,07	0,37	1,30	0,01	0,04	0,10	–
	22–33	CLM f	76,99	11,85	3,39	1,67	0,90	0,14	0,11	1,32	0,04	0,12	0,23	0,004
32	5–9	AY ₁	61,33	14,67	8,02	2,67	0,59	0,16	0,96	1,68	0,10	0,61	0,34	0,008
	9–22	AY ₂	61,51	15,34	8,23	2,66	0,38	0,17	0,82	1,55	0,10	0,43	0,27	0,005
	22–37	AYf	61,7	16,24	8,53	2,7	0,33	0,18	1,16	1,53	0,12	0,38	0,27	–
	37–58	BM	63,56	16,05	8,19	2,60	0,62	0,18	1,21	1,49	0,09	0,32	0,21	0,009
	58...	CLM	65,11	16,84	8,01	2,69	0,66	0,22	1,49	1,48	0,09	0,25	0,16	–
29	3–8	AU	59,01	14,46	7,14	2,40	0,88	0,80	2,23	1,63	0,07	0,54	0,36	–
	8–18	AJel	61,20	14,92	7,35	2,59	1,28	0,76	2,1	1,62	0,07	0,80	0,41	0,003
	18–74	AUm	62,11	15,60	7,72	2,47	1,77	0,68	2,30	1,59	0,07	0,66	0,26	0,012
28	4–13	AU	57,2	12,22	6,33	2,28	0,90	1,36	1,93	1,53	0,13	0,65	0,59	0,01
	13–18	AYel	59,71	13,56	7,36	2,35	0,95	0,97	2,22	1,65	0,09	0,63	0,43	0,012
	18–33	AYm	62,32	15,91	8,22	2,51	1,66	0,92	2,92	1,69	0,11	0,39	0,28	0,009
	33...	CLM	64,39	15,19	7,96	2,49	1,16	1,023	2,89	1,62	0,08	0,24	0,06	–
27	4–12	AYan	63,10	16,11	6,14	2,29	1,14	1,11	1,99	1,33	0,04	0,50	0,27	0,006
	12–26	AYg	66,03	15,52	6,65	2,41	0,82	0,99	1,99	1,49	0,06	0,31	0,07	–
	26–57	BMg	66,74	13,98	7,13	2,32	2,49	1,16	2,63	1,56	0,09	0,18	0,04	0,009
	57...	CLMf,g	66,38	15,07	7,59	2,45	1,77	1,20	2,52	1,38	0,08	0,14	0,04	–
17	4–13	AU	58,82	13,70	5,82	2,08	0,16	0,36	1,13	1,09	0,10	0,72	0,53	0,012
	13–23	AUm	59,38	14,37	6,40	2,17	0,45	0,30	1,46	1,09	0,08	0,49	0,37	0,01
	23–32	BM ₁	67,66	14,91	5,69	2,29	0,74	0,38	1,58	1,11	0,06	0,16	0,23	0,004
	32–46	BM ₂	69,56	14,57	5,41	2,28	0,19	0,40	1,63	1,05	0,05	0,06	0,10	0,001
	46...	CLM	68,57	15,56	5,62	2,41	0,86	0,39	1,86	1,07	0,06	0,12	0,17	–
15	10–14	AU	71,45	12,51	5,02	2,06	1,01	0,51	1,04	1,13	0,15	0,17	0,20	–
	14–21	BM	69,64	14,51	5,98	2,08	1,03	0,43	1,76	1,13	0,05	0,07	0,08	–
	21–43	BMi	67,55	15,59	6,39	2,15	0,98	0,42	2,03	1,10	0,06	0,06	0,04	0,002
	43–70	CLM	69,77	14,28	6,13	2,16	0,78	0,42	1,59	1,06	0,06	0,02	–	–
19	6–15	AU	46,31	7,874	7,81	1,30	1,10	0,30	0,84	1,09	0,06	0,17	0,13	0,008
	15–30	BMel	64,71	15,63	7,63	2,25	1,03	0,58	2,16	1,64	0,07	0,30	0,06	–
	30–72	BM	65,92	14,95	7,32	2,22	1,32	0,67	2,49	1,52	0,07	0,11	0,04	0,003
	72...	CLM	65,58	15,16	7,59	2,43	1,59	1,24	2,52	1,43	0,10	0,19	0,00	–
24	16–36	G	71,60	14,01	3,55	2,01	1,07	0,45	1,45	1,12	0,02	0,09	0,16	0,001
	36–58	G(CLM)	68,53	15,47	6,79	2,07	1,05	0,46	1,94	1,04	0,05	0,08	0,14	0,004
	58–70	CLM	65,58	15,96	6,71	2,12	0,72	0,63	2,08	0,98	0,11	0,01	0,01	–
26	5–22	AY	65,62	14,66	5,60	2,17	1,09	0,42	1,66	1,02	0,10	0,16	0,19	0,002
	22–33	BM ₁	65,23	15,88	5,88	2,14	0,66	0,36	1,37	1,05	0,08	0,16	0,10	–
	33–57	BM ₂	69,68	14,29	5,59	2,13	0,81	0,39	1,65	1,06	0,07	0,05	0,04	0,009
	57...	BMi	71,40	14,50	5,45	2,27	0,98	0,43	1,51	1,06	0,07	0,03	0,07	

Учеными установлено среднее содержание оксида кремния в почве около 70 % [200]. Валовое содержание SiO₂ в почвах заповедника варьирует от 46,31 % до 82,61 %. Причем, в подгольцовом и гольцовом поясах (600-955 м) содержание SiO₂ колеблется от 52,7 % до 82,61 %, а в горно-лесном – 46,31-71,6 %. По мере снижения от гольцового пояса к горно-лесному, накопление SiO₂ на некоторой

глубине профиля возрастает, но заметных признаков оподзоленности не наблюдается. Таким образом, в почвах подгольцового пояса выявлено несколько меньшее содержание SiO_2 (53-58%) в сравнении с почвами горно-лесного (66-70%) пояса. Отмечается положительная средняя корреляционная связь между содержанием SiO_2 и содержанием илистой фракции ($r=0,5$) в горизонтах почв, т.е. накопление ила в почвах в некоторой степени зависит от разрушения и выветривания обломков элювия коренных и почвообразующих пород.

Среднее содержание Al_2O_3 в земной коре составляет около 15,12 %; по А.Е. Ферсману – 14,1 %, по А.П. Виноградову – 15,2 %; в почве 13,5 % [200]. В исследуемых почвах содержание Al_2O_3 варьирует от 6,64 % до 16,84 % .

Валовое содержание железа в почвах значительно варьирует в зависимости от типа почв. Минимальное содержание Fe (около 0,7%) свойственно торфяным песчаным почвам; в серых лесных почвах и черноземах Fe содержится до 4,3-5,7 %, в бурых лесных почвах – повышается до 8,58 %, а в красноземе его среднее содержание в метровом слое достигает 15,7-17,2 % [200].

В почвах заповедника содержание оксида железа варьирует от 0,93 % до 8,53 % в подгольцовом и гольцовом поясах, а в горно-лесном, содержание оксида железа составляет 3,55-7,81 %.

Содержание оксидов калия и натрия в горно- лесном поясе изменяется в пределах 1,3-2,45 % и 0,16-2,49 % соответственно; а в гольцовом и подгольцовом поясах – от 0,98 до 2,7 % и от 0,33 до 2,21 % соответственно.

Валовое содержание CaO , MgO в большей степени варьирует в почвах подгольцового пояса, чем, в горно-лесном.

Содержание оксидов титана и марганца варьирует в одинаковой степени по поясам.

Валовое содержание P_2O_5 и SO_3 варьирует в почвах в пределах горно-лесного пояса от 0,01 до 0,72 % и от 0,01 до 0,53 % соответственно, а в пределах гольцового и подгольцового поясов содержание оксидов колеблется от 0,04 до 0,8 % – фосфора, и от 0,06-0,59 % – серы. Содержание хлора по всем разрезам варьирует от 0,001 до 0,012 %.

Типы распределения различных оксидов в почвах неодинаковы в зависимости от роли в почвообразовании. Так, распределение SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 по профилю слабодифференцировано, а только в некоторых почвах ближе к элювиально-иллювиальному типу с различным проявлением элювиальности и иллювиальности (рис. 26).

Для CaO отмечается аккумулятивно-элювиально-иллювиальное распределение, характеризующееся поверхностной аккумуляцией, а для MgO в основном характерны прогрессивно-элювиальный и элювиально-иллювиальный типы распределения. Распределение TiO_2 в почвах недифференцированное. Для оксида фосфора и серы отмечается регрессивно- или равномерно-аккумулятивное распределение. Данные подтипы распределения веществ относятся к аккумулятивному типу распределения, который характеризует профили с максимальным накоплением веществ с поверхности при постепенном падении их содержания с глубиной. Для определения взаимосвязи типов распределения веществ с высотой местности были рассчитаны коэффициенты

корреляции. На основании этого, можно сказать, что взаимосвязь между типами распределения веществ и высотой местности – слабая ($r < 0,3$).

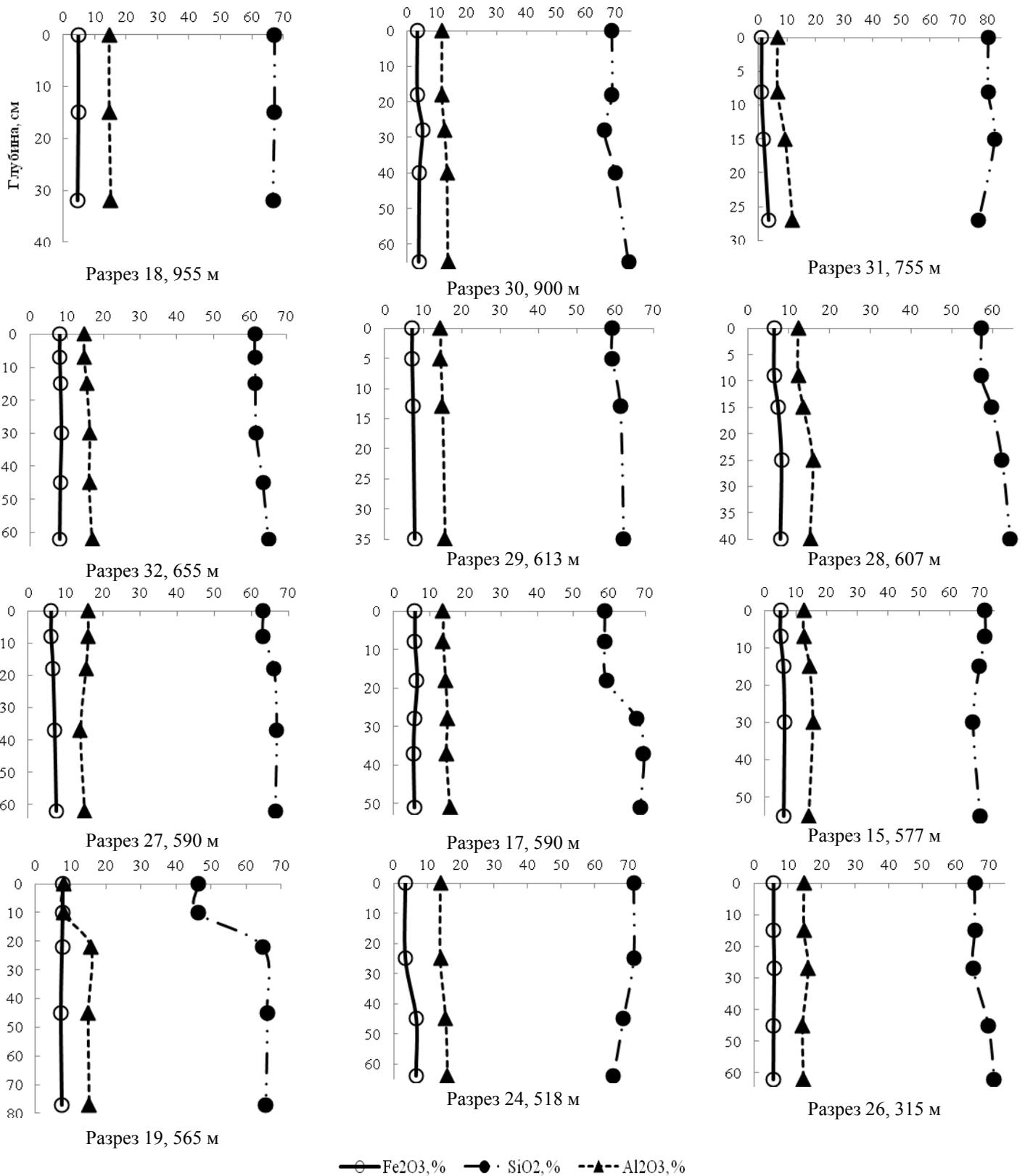


Рис. 26 – Распределение валового содержания оксидов по профилю горных почв

Валовой состав обнаруживает однородность состава всех ее горизонтов, что говорит об отсутствии процессов оподзоливания.

Анализ соотношения концентраций пар оксидов позволяет получить новую информацию о свойствах почв и протекающих в ней процессах (табл. 10).

Таблица 10

Молекулярные отношения в горных почвах на г. Северный Басег

Разрез	ЭС	Высота н.у.м.	Горизонт	SiO ₂ /Al ₂ O ₃	SiO ₂ /Fe ₂ O ₃	SiO ₂ /MgO	SiO ₂ /K ₂ O	SiO ₂ /CaO	SiO ₂ /TiO ₂	SiO ₂ /R ₂ O ₃
30	Юг	900	AU ₁	10,19	53,86	112,21	61,97	364,16	79,14	20,19
			AU ₂	9,07	34,67	62,41	56,91	251,10	84,69	16,52
			BM	8,92	45,22	35,91	61,55	221,25	99,28	17,51
			CLM	9,26	51,58	34,08	64,12	223,64	109,08	18,56
31	Юго-Восток	755	Oao	20,59	230,48	197,01	128,24	451,93	89,98	46,39
			EL	15,24	134,33	148,85	109,04	1041,97	84,47	33,22
			CLM f	11,04	60,56	466,58	72,14	513,24	77,47	22,05
32	Юго-Восток	655	AY ₁	7,11	20,39	42,55	35,93	346,93	48,56	11,80
			AY ₂	6,82	19,93	49,89	36,22	345,85	52,78	11,39
			AYf	6,46	19,29	35,49	35,80	318,16	53,88	10,88
			BM	6,73	20,70	35,05	38,34	335,16	56,99	11,45
			CLM	6,57	21,68	29,17	37,98	272,52	58,78	11,44
29	Юго-Восток	613	AU	6,94	22,04	17,62	38,57	69,19	48,21	11,93
			AJel	6,97	22,20	19,43	37,08	75,06	50,43	12,00
			AUm	6,77	21,46	18,03	39,35	84,75	52,18	11,63
28	Юг	607	AU	7,96	24,10	19,72	39,30	39,14	49,85	13,46
			AYel	7,49	21,65	17,92	39,82	57,22	48,16	12,47
			AYm	6,66	20,21	14,22	38,87	63,23	49,17	11,27
			CLM	7,20	21,57	14,87	40,49	58,46	52,90	12,14
27	Юг	590	AYan	6,66	27,40	21,11	43,11	52,87	63,17	12,38
			AYg	7,24	26,46	22,17	42,85	62,32	58,89	13,01
			BMg	8,12	24,95	16,90	45,01	55,79	57,15	13,80
			CLMf,g	7,49	23,31	17,56	42,43	51,76	64,04	12,79
17	Восток	577	AU	7,30	26,93	34,64	44,33	152,93	71,63	13,16
			AUm	8,21	28,92	31,66	50,16	217,29	85,18	14,59
			BM ₁	7,71	31,70	28,51	46,18	165,73	80,98	14,34
			BM ₂	8,11	34,28	28,40	47,81	161,89	88,16	15,20
			CLM	7,49	32,51	24,50	44,65	163,27	85,21	14,13
15	Восток	575	AU	9,71	37,94	45,63	54,39	130,00	84,24	17,80
			BM	8,16	31,05	26,38	52,40	151,51	81,81	14,84
			BMi	7,37	28,18	22,23	49,13	149,04	81,58	13,42
			CLM	8,31	30,33	29,23	50,63	153,94	88,09	14,92
19	Запад	565	AU	10,00	15,81	36,67	55,68	144,08	56,60	12,89
			BMel	7,04	22,60	19,98	39,76	103,24	52,55	12,14
			BM	7,50	24,01	17,63	46,56	91,42	57,71	12,92
			CLM	7,35	23,03	17,38	42,21	49,36	61,32	12,58
24	Запад	518	G	8,69	53,70	32,83	55,75	148,82	85,00	17,80
			G(CLM)	7,53	26,93	23,51	51,74	139,35	87,69	13,45
			CLM	6,98	26,06	20,99	48,56	97,47	88,86	12,63
26	Север	315	AY	7,61	31,26	26,29	47,31	144,45	85,86	14,15
			BM ₁	6,98	29,59	31,79	47,66	167,25	83,15	13,09
			BM ₂	8,29	31,28	28,14	51,27	164,64	87,89	15,04
			BMi	8,37	34,93	31,50	49,17	153,90	89,72	15,63

Примечание: ЭС – экспозиция склона

Отношения SiO₂/Al₂O₃ и SiO₂/Fe₂O₃ используют для разделения коры выветривания и почв на типы по их химическому составу. Молекулярные отношения SiO₂/R₂O₃ более 2,5 (сиаллитная кора выветривания), что характерно для умеренных широт, где в значительной степени может преобладать миграция

соединений Al и Fe при относительной стабильности Si [200]. Кроме того, отношение SiO_2/R_2O_3 более 4, что указывает на преобладание минералов группы монтмориллонита. Из всех молекулярных отношений наиболее узкие отношения определились между содержанием SiO_2 и Al_2O_3 , в частности в буроземах горно-лесного пояса (6-8). Молекулярные отношения между остальными оксидами и SiO_2 находятся в более широком диапазоне, что указывает на процессы внутрисочвенного и физического выветривания в профиле почв.

Для определения степени выноса и накопления оксидов рассчитан коэффициент элювиально-иллювиальной миграции (табл. 11).

Таблица 11

Коэффициенты элювиально-иллювиальной миграции по профилю почв

Разрез	Экспозиция	Высота н.у.м.	Горизонт	SiO_2/Al_2O_3	SiO_2/Fe_2O_3	SiO_2/MgO	SiO_2/K_2O	SiO_2/CaO	SiO_2/TiO_2	SiO_2/R_2O_3
30	Юг	900	AU ₁	0,91	0,96	0,30	1,03	0,61	1,38	0,92
			AU ₂	1,02	1,49	0,55	1,13	0,89	1,29	1,12
			BM	1,04	1,14	0,95	1,04	1,01	1,10	1,06
			CLM	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
31	Юго-Восток	755	Oao	0,54	0,26	2,37	0,56	1,14	0,86	0,48
			EL	0,72	0,45	3,13	0,66	0,49	0,92	0,66
			CLM f	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
32	Юго-Восток	655	AY ₁	0,92	1,06	0,69	1,06	0,79	1,21	0,97
			AY ₂	0,96	1,09	0,58	1,05	0,79	1,11	1,00
			AYf	1,02	1,12	0,82	1,06	0,86	1,09	1,05
			BM	0,98	1,05	0,83	0,99	0,81	1,03	1,00
			CLM	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
29	Юго-Восток	613	AU	0,98	0,97	1,02	1,02	1,22	1,08	0,97
			AJel	0,97	0,97	0,93	1,06	1,13	1,03	0,97
			AUm	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
28	Юг	607	AU	0,90	0,90	0,75	1,03	1,49	1,06	0,90
			AYel	0,96	1,00	0,83	1,02	1,02	1,10	0,97
			AYm	1,08	1,07	1,05	1,04	0,92	1,08	1,08
			CLM	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
27	Юг	590	AYan	1,12	0,85	0,83	0,98	0,98	1,01	1,03
			AYg	1,03	0,88	0,79	0,99	0,83	1,09	0,98
			BMg	0,92	0,93	1,04	0,94	0,93	1,12	0,93
			CLMf,g	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
17	Восток	577	AU	1,03	1,21	0,71	1,01	1,07	1,19	1,07
			AUm	0,91	1,12	0,77	0,89	0,75	1,00	0,97
			BM ₁	0,97	1,03	0,86	0,97	0,99	1,05	0,99
			BM ₂	0,92	0,95	0,86	0,93	1,01	0,97	0,93
			CLM	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
15	Восток	575	AU	0,86	0,80	0,64	0,93	1,18	1,05	0,84
			BM	1,02	0,98	1,11	0,97	1,02	1,08	1,01
			BMi	1,13	1,08	1,31	1,03	1,03	1,08	1,11
			CLM	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
19	Запад	565	AU	0,74	1,46	0,47	0,76	0,34	1,08	0,98
			BMel	1,04	1,02	0,87	1,06	0,48	1,17	1,04
			BM	0,98	0,96	0,99	0,91	0,54	1,06	0,97
			CLM	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
24	Запад	518	G	0,80	0,49	0,64	0,87	0,65	1,05	0,71
			G(CLМ)	0,93	0,97	0,89	0,94	0,70	1,01	0,94
			CLM	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
26	Север	315	AY	1,10	1,12	1,20	1,04	1,07	1,04	1,10
			BM ₁	1,20	1,18	0,99	1,03	0,92	1,08	1,19
			BM ₂	1,01	1,12	1,12	0,96	0,93	1,02	1,04
			BMi	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00

В почвах наблюдается накопление алюминия в сравнении с породой. Для оксида железа также характерно накопление, но в р. 31 заметен вынос. В целом, для R_2O_3 характерно достаточно равномерное распределение, кроме р. 31 (элювозем) и 24 (глеезем), где заметна убыль компонента.

Коэффициенты дифференциации позволяют количественно оценить контрастность горизонтов почвенного профиля (табл. 12).

Таблица 12

Коэффициент дифференциации генетических горизонтов профиля

Раз рез	н.у.м, м	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	Na ₂ O	MgO	P ₂ O ₃	SO ₃	K ₂ O	CaO	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	MnO	Al ₂ O ₃
30	900	1,05	1,50	1,31	3,17	2,74	1,93	1,05	1,67	1,24	1,5	2,11	1,16
31	755	1,03	1,76	1,45	1,36	3,82	3,67	1,21	2,24	1,09	1,0	1,33	1,39
32	655	1,04	1,06	1,86	1,47	1,91	1,63	1,04	1,10	1,13	1,13	1,40	1,11
29	613	1,04	1,03	1,46	1,06	1,49	1,13	1,08	1,05	1,01	1,33	1,03	1,03
28	607	1,09	1,30	1,85	1,51	1,68	1,37	1,10	1,48	1,10	1,57	1,41	1,30
27	590	1,01	1,16	3,03	1,33	2,80	7,24	1,05	1,13	1,17	1,50	2,16	1,15
17	577	1,18	1,18	4,49	1,44	12,24	5,24	1,10	1,35	1,06	1,25	2,15	1,09
15	577	1,06	1,27	1,04	1,94	2,97	4,53	1,05	1,21	1,03	1,50	2,79	1,25
19	565	1,42	1,07	1,27	2,96	2,76	3,28	1,96	2,24	1,51	4,00	1,32	1,99
24	518	1,04	1,97	1,02	1,34	1,19	1,09	1,03	1,02	1,08	1,57	2,38	1,10
26	315	1,07	1,01	1,65	1,22	1,05	2,49	1,02	1,16	1,04	1,33	1,36	1,11

Степень контрастности по содержанию SiO₂ очень низкая, т.е. оксид распределен достаточно равномерно, кроме р. 19 и 17 (буроземы темногумусовые). Содержание R₂O₃ характеризуются выраженной контрастностью горизонтов профиля, особенно в тех разрезах, где наблюдается вынос. Для оксидов натрия, магния, фосфора, серы, калия, кальция, титана, хрома, марганца характерна резкая контрастность их содержания по профилю с максимумом в верхней части, особенно, для марганца, фосфора, магния и серы, что указывает на биогенную их аккумуляцию.

Дифференциация профиля рассчитана и по содержанию основных элементов (Si, Al, Fe), входящих в силикаты и алюмосиликаты, и определены их статистические показатели в гумусовом горизонте и в горизонте, залегающем на плотных породах (почво-элювии) (табл. 13). В почвах практически отсутствует дифференциация по содержанию элементов, так как от гумусового горизонта к плотной породе их содержание изменяется незначительно. Наибольшая дисперсия и коэффициент варьирования отмечаются в большей степени для Si в почвах горно-лесного пояса, чем для алюминия и железа. Следует заметить, что, несмотря на низкую степень варьирования элементов в профиле, наименьшее варьирование отмечается для почв горно-лесного пояса, тогда как в почвах гольцово-подгольцового пояса показатели варьирования несколько выше.

Исходя из результатов валового состава почв, выделены четыре группы элементов в сравнении с их содержанием в земной коре и определена частота встречаемости элемента в той или иной группе в гумусовых горизонтах и в почво-элювии, залегающем на плотных породах (рис. 27).

В гумусовых горизонтах почв в I группу попали почти все элементы, кроме серы и титана (рис. 27А). Причем, Na, Mg, Cl, K, Ca, Cr, встречаются только в этой группе (частота встречаемости 1,00).

Таблица 13

Статистические показатели содержания элементов по высотным поясам

Показатель	В гумусовом горизонте		В почво-элювии	
	гольцово-подгольцовый	горно-лесной	гольцово-подгольцовый	горно-лесной
Si				
Число выборки	6	6	6	6
Среднее	30,65	29,34	31,89	31,70
Доверительный интервал, -95,0%	26,48	24,70	28,97	30,51
Доверительный интервал, +95,0%	34,83	33,97	34,81	32,89
Медиана	30,03	30,06	30,81	31,51
Минимум	26,71	21,63	29,01	30,62
Максимум	37,54	33,43	35,95	33,34
Вариация	10,83	11,81	6,95	2,72
Дисперсия	15,83	19,54	7,72	1,28
Стандартное отклонение	3,98	4,42	2,78	1,13
Ошибка среднего	1,62	1,80	1,13	0,46
Al				
Число выборки	6	6	6	6
Среднее	6,53	6,95	7,78	7,98
Доверительный интервал, -95,0%	4,80	5,38	6,82	7,63
Доверительный интервал, +95,0%	8,27	8,53	8,74	8,33
Медиана	7,06	7,33	8,01	8,00
Минимум	3,51	4,17	6,27	7,55
Максимум	7,76	8,52	8,91	8,44
Вариация	4,25	4,36	2,64	0,89
Дисперсия	2,73	2,26	0,84	0,11
Стандартное отклонение	1,65	1,50	0,92	0,33
Ошибка среднего	0,67	0,61	0,37	0,14
Fe				
Число выборки	6	6	6	6
Среднее	3,55	3,96	4,13	4,56
Доверительный интервал, -95,0%	1,62	2,93	2,51	3,87
Доверительный интервал, +95,0%	5,49	4,98	5,75	5,25
Медиана	3,85	3,99	4,28	4,49
Минимум	0,65	2,48	2,37	3,81
Максимум	5,61	5,46	5,60	5,31
Вариация	4,96	2,98	3,23	1,50
Дисперсия	3,39	0,95	2,39	0,43
Стандартное отклонение	1,84	0,98	1,55	0,66
Ошибка среднего	0,75	0,40	0,63	0,27

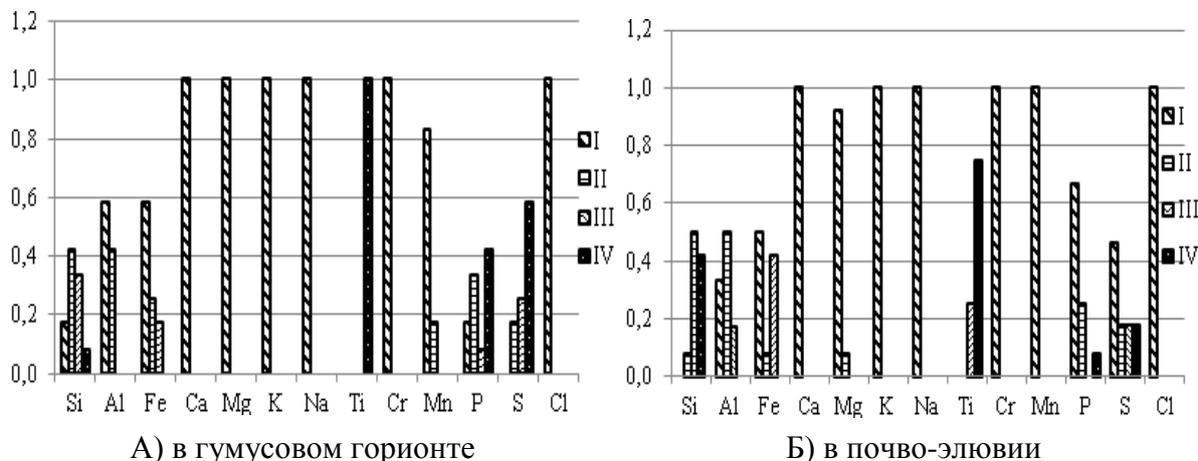
Во II группу по частоте встречаемости входят Al (0,42), Si (0,42), P (0,33), Fe (0,25), S (0,17), Mn (0,17).

В III группу, с превышением кларковых значений, попали Si (0,33), S (0,25), Fe (0,17), P (0,08).

К элементам, значительно превышающих среднее значение кларка в гумусовых горизонтах отнесены Ti (1,00), S (0,58), P (0,42), Si (0,08).

В почво-элювии (или рыхлой коре выветривания) почти все элементы отнесены в I группу (кроме Si, Ti). Во второй группе встречаются Al, P, S, Si, Fe,

Mg (рис. 26Б). Элементы, превышающие кларковые значения: в III группе – Si, Fe, Ti, S, Al; в IV группе – Ti, Si, S, P.



Группы: I – значительно ниже кларка; II – околочларковое содержание; III – выше кларка; IV – в несколько раз выше кларка

Рис. 27 – Частота встречаемости химических элементов в изучаемых объектах по сравнению со средним содержанием в земной коре

Таким образом, сопоставив содержание элементов в верхних и нижних горизонтах горных почв по частоте встречаемости, можно заключить, что особенностью данных почв является высокое содержание титана, кремния, серы, фосфора, а также алюминия и железа в пределах всего профиля. Повышенные содержания этих элементов не имеют техногенной природы.

Анализ парной корреляции для почв г. Северный Басег показал достоверную тесную связь концентраций следующих элементов (табл. 14): SiO₂-Fe₂O₃ (r=-0,70); Al₂O₃-K₂O (r=0,85); Al₂O₃-Cr₂O₃ (r=0,70); Fe₂O₃-K₂O (r=0,77); CaO-MgO (r=0,80); P₂O₅-SO₃ (r=0,80).

Таблица 14

Корреляционная матрица парной взаимосвязи оксидов макроэлементов, серы, хлора и хрома в почвах г. Северный Басег (n=45)

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	K ₂ O	Na ₂ O	CaO	MgO	TiO ₂	MnO	P ₂ O ₅	SO ₃	Cl	Cr ₂ O ₃
SiO ₂	1,00	-0,23	-0,70*	-0,44	0,26	-0,31	-0,32	-0,35	-0,54	-0,60	-0,35	-0,42	-0,20
Al ₂ O ₃		1,00	0,56	0,85	-0,22	0,26	0,60	0,21	0,44	0,11	-0,23	-0,19	0,70
Fe ₂ O ₃			1,00	0,77	0,08	0,37	0,55	0,65	0,66	0,39	-0,08	0,12	0,45
K ₂ O				1,00	-0,19	0,39	0,59	0,54	0,66	0,41	0,03	0,03	0,62
Na ₂ O					1,00	0,45	0,36	0,29	-0,11	-0,13	-0,29	0,01	-0,09
CaO						1,00	0,80	0,46	0,39	0,28	-0,02	0,09	0,27
MgO							1,00	0,38	0,42	0,12	-0,26	-0,05	0,59
TiO ₂								1,00	0,39	0,62	0,25	0,27	0,22
MnO									1,00	0,38	0,14	0,15	0,32
P ₂ O ₅										1,00	0,80	0,58	0,15
SO ₃											1,00	0,58	-0,13
Cl												1,00	0,03
Cr ₂ O ₃													1,00

* достоверно на уровне 0,95

Средняя связь концентраций отмечается для многих пар макроэлементов. Определена обратная связь валового содержания между SiO₂ и всеми оксидами. Концентрация оксида алюминия коррелирует с содержанием MnO и Fe₂O₃; а также Fe₂O₃-MnO, Fe₂O₃-TiO₂, Fe₂O₃-MgO. Причем, содержание K₂O связано с содержанием этих же оксидов.

Анализ парной взаимосвязи оксидов элементов по высотно-растительным поясам показал, что эти взаимосвязи различны (табл. 15). В каждом поясе выделяются пары элементов, формирующие геохимическую обстановку в ландшафте. Так, в гольцово-подгольцовом поясе, усиливается теснота обратной связи в парах между Si и всеми элементами, кроме Na. Также в этом поясе сильнее проявляются взаимосвязи между элементами: Fe, Al, K, Mn, Ti, P, Cr.

Таблица 15

Корреляционная матрица парной взаимосвязи оксидов элементов в почвах гольцово-подгольцового пояса г. Северный Басег (n=21)

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	K ₂ O	Na ₂ O	CaO	MgO	TiO ₂	MnO	P ₂ O ₅	SO ₃	Cl	Cr ₂ O ₃
SiO ₂	1,00	-0,72*	-0,85	-0,87	0,43	-0,59	-0,65	-0,59	-0,85	-0,76	-0,48	-0,34	-0,58
Al ₂ O ₃		1,00	0,83	0,90	-0,37	0,20	0,59	0,37	0,68	0,32	-0,18	-0,03	0,74
Fe ₂ O ₃			1,00	0,98	-0,13	0,35	0,58	0,78	0,88	0,60	0,05	0,15	0,63
K ₂ O				1,00	-0,40	0,36	0,59	0,68	0,88	0,64	0,16	0,20	0,71
Na ₂ O					1,00	0,24	0,21	0,08	-0,31	-0,04	-0,15	0,09	-0,16
CaO						1,00	0,82	0,49	0,52	0,58	0,46	0,32	0,36
MgO							1,00	0,47	0,59	0,47	0,08	0,12	0,65
TiO ₂								1,00	0,72	0,76	0,39	0,42	0,31
MnO									1,00	0,66	0,37	0,28	0,60
P ₂ O ₅										1,00	0,74	0,56	0,33
SO ₃											1,00	0,58	-0,12
Cl												1,00	0,22
Cr ₂ O ₃													1,00

* достоверно на уровне 0,95

В почвах горно-лесного пояса теснота обратной связи между кремнием и всеми элементами ослабляется и только усиливается SiO₂-Cl (табл. 16).

Таблица 16

Корреляционная матрица парной взаимосвязи оксидов макроэлементов, серы, хлора и хрома в почвах горно-лесного пояса г. Северный Басег (n=24)

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	K ₂ O	Na ₂ O	CaO	MgO	TiO ₂	MnO	P ₂ O ₅	SO ₃	Cl	Cr ₂ O ₃
SiO ₂	1,00	0,60*	-0,52	0,61	0,07	0,06	0,28	-0,05	-0,02	-0,50	-0,35	-0,55	0,33
Al ₂ O ₃		1,00	-0,08	0,82	-0,04	0,28	0,58	0,17	-0,07	-0,02	-0,15	-0,37	0,64
Fe ₂ O ₃			1,00	-0,01	0,43	0,47	0,52	0,56	0,17	0,10	-0,32	0,10	0,17
K ₂ O				1,00	0,18	0,52	0,66	0,39	0,11	0,04	-0,15	-0,34	0,51
Na ₂ O					1,00	0,70	0,64	0,60	0,12	-0,23	-0,47	-0,05	-0,03
CaO						1,00	0,75	0,73	0,16	0,13	-0,31	-0,12	0,12
MgO							1,00	0,67	-0,01	-0,17	-0,52	-0,22	0,49
TiO ₂								1,00	0,05	0,24	-0,27	-0,05	0,24
MnO									1,00	0,16	0,09	0,03	-0,15
P ₂ O ₅										1,00	0,80	0,58	0,03
SO ₃											1,00	0,59	-0,05
Cl												1,00	-0,16
Cr ₂ O ₃													1,00

* достоверно на уровне 0,95

Кроме того, отсутствует взаимосвязь между содержанием железа и алюминия, железа и марганца. В условиях низкогорной средней тайги появляются и усиливаются новые взаимосвязи концентраций элементов: $\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}$, $\text{Na}_2\text{O}-\text{MgO}$, $\text{Na}_2\text{O}-\text{TiO}_2$; $\text{CaO}-\text{TiO}_2$, $\text{MgO}-\text{TiO}_2$, $\text{MgO}-\text{SO}_3$. По-иному проявляется взаимосвязь фосфора с элементами – слабая (кроме кремния).

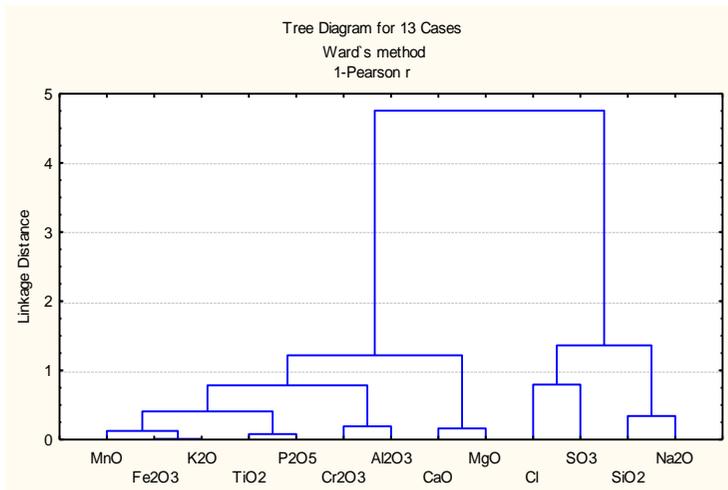
Интересным является факт проявления взаимосвязи между собой оксидов P_2O_5 , SO_3 , Cl , которые сохраняют тесноту связи их концентраций в почвах независимо от условий и высоты местности.

Анализ парных взаимосвязей концентраций элементов доказывает, что на г. Северный Басег в зависимости от конкретных условий в почвах создается различная геохимическая обстановка. В более суровых условиях гольцово-подгольцового пояса более активны элементы, входящие в состав силикатов и алюмосиликатов. В почвах горно-лесного пояса в большей степени проявляются щелочные и щелочноземельные металлы, входящие в состав калиево-натриевых шпатов, а также биофилы P_2O_5 , SO_3 , Cl .

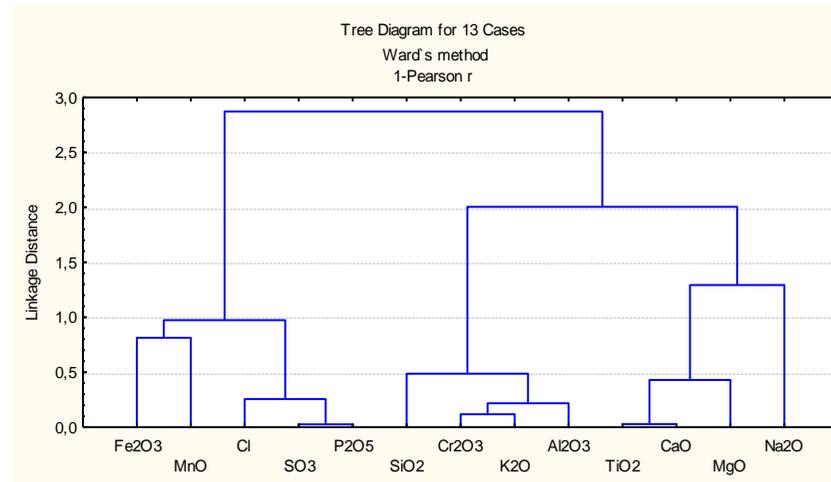
Проведенный кластерный анализ методом Варда (по коэффициенту Пирсона) демонстрирует различные объединения химических элементов в зависимости от приуроченности почв к высотно-растительному поясу и генетического горизонта (рис. 28). Так, в гумусовом горизонте почв гольцово-подгольцового пояса обозначились несколько кластеров по тесноте связи и сходства взаимодействия элементов, причем в состав кластеров с наиболее тесными связями входит по 2-3 элемента (рис. 28 а). Например, $\text{MnO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{K}_2\text{O}$; $\text{TiO}_2-\text{P}_2\text{O}_5$; $\text{Cr}_2\text{O}_3-\text{Al}_2\text{O}_3$; $\text{CaO}-\text{MgO}$. Отдельный кластер образуют $\text{Si}-\text{Na}$ и $\text{Cl}-\text{S}$. В гумусовом горизонте почв горно-лесного пояса четко обозначаются 3 кластера с теснотой связи менее 1 (рис. 28 б). Один из кластеров, объединяющий биогенные элементы (Cl , S , P), имеет высокую степень близости элементов. В один кластер попали щелочноземельные элементы и Ti (с валентностью $2+$ и $4+$), в другой – элементы с валентностью $3+$ и $1+$. Обособленно отдаленными оказались Na_2O и в некоторой степени кластер $\text{MnO}-\text{Fe}_2\text{O}_3$.

Рассматривая элементный состав почв в рыхлой коре выветривания, обозначаются иные, чем в гумусовых горизонтах почв, геохимические ассоциации элементов как в горно-лесном, так и в гольцово-подгольцовом поясе (рис. 28 в, г). Так, в почвах, формирующихся на элювии пород в суровых условиях, обозначаются 3 кластера по тесноте связи менее 0,5: $\text{Fe}-\text{K}-\text{Mn}-\text{Al}$; $\text{Mg}-\text{Ca}-\text{Na}$; $\text{P}-\text{Cl}-\text{S}-\text{Ti}$. Обособленным из всех элементов оказался Si . В почвах горно-лесного пояса выветривание пород происходит под действием другой растительности, иного микроклимата, что, по-видимому, приводит к формированию тесных группировок $\text{P}-\text{Ti}-\text{K}-\text{Na}$; $\text{Fe}-\text{Mg}-\text{Ca}$. Кроме этого, выделяются два обособленных кластера: $\text{S}-\text{Si}$ и $\text{Mn}-\text{Al}$, которые менее всего участвуют в формировании рыхлой коры выветривания.

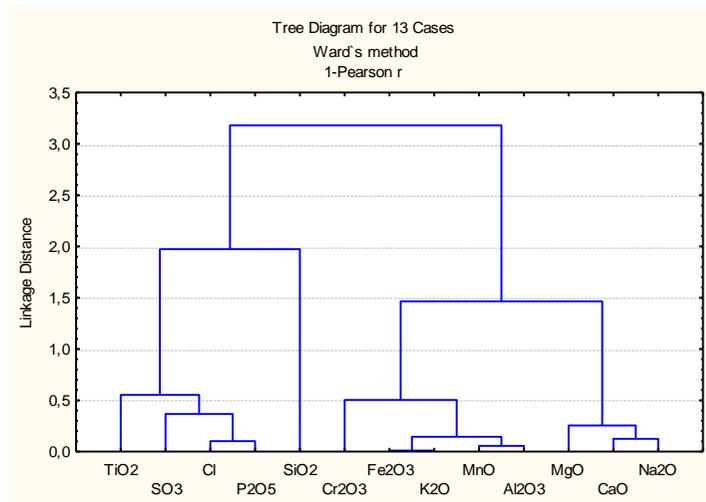
Такое различие геохимических ассоциаций элементов в разных высотных поясах может указывать на различную скорость и интенсивность воздействия факторов почвообразования и как следствие, проявление почвообразовательных процессов и выветривания в горной территории.



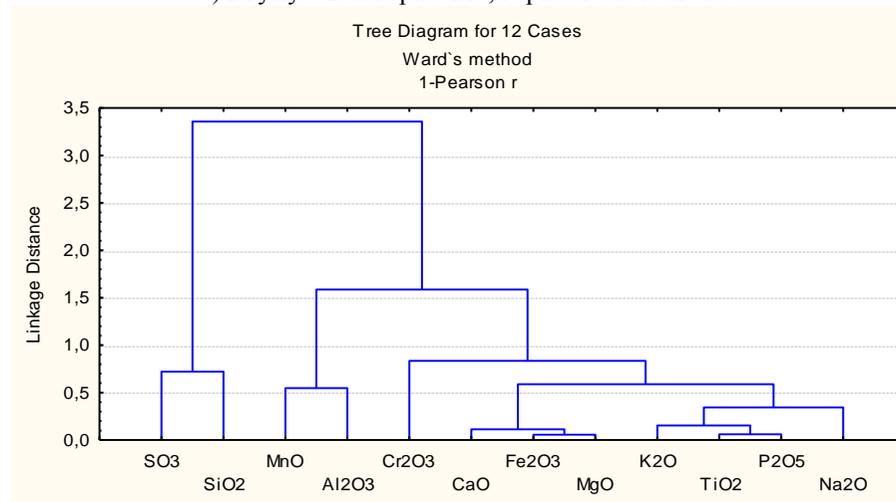
а) в гумусовом горизонте, гольцово - подгольцовом поясе



б) в гумусовом горизонте, горно-лесного поясе



в) в рыхлой коре выветривания, гольцово - подгольцовом поясе



г) в рыхлой коре выветривания, горно-лесного поясе

Рис. 28 – Дендрогаммы содержания элементов в почвах заповедника «Басеги»

5.3.3 Групповой состав соединений железа

В программу долговременных экологических исследований и мониторинга почв для горных территорий предлагаем включить определение группового состава соединений железа, так как соединения железа выполняют активные функции в почвообразовании, выветривании и плодородии почв. Железо относят к типоморфным химическим элементам в почвах гумидных ландшафтов.

По содержанию в почвах железо занимает четвертое место после O, Si, Al. Соотношение различных форм соединений железа по профилю и даже в пределах одного горизонта выполняет диагностическую роль для выявления элементарных процессов почвообразования, которые могут контролироваться накоплением или перераспределением разных форм железа [82].

В кислой среде роль железа в почвообразовании существенно усиливается, и оно становится диагностирующим его изменения. Органические кислоты разрушают минералы и способствуют подвижности железа [82].

С.В. Зонн [82] придает большое значение лесной подстилке в биологическом накоплении соединений железа. По содержанию в подстилках всех типов леса в разных подзонах первое место занимает Si, второе – Fe, третье – Ca, на последнем – P и S. Таким образом, в процессе разложения подстилки должно иметь место биологическое накопление Fe, роль которого в пополнении запасов в почвах в условиях Урала, выше, чем Ca. Кроме того, большое биогенное накопление железа компенсирует его вынос в процессе преобразования минеральной части почвенного профиля, а, следовательно, создает лучшие предпосылки для формирования бурых лесных почвах.

Ученые [110, 99] отмечают повышенное содержание аморфного железа в горных почвах в горизонтах A за счет биогенной его аккумуляции и аэрального наноса, что доказано для бурых лесных почв Южного Урала и Приморья.

Ю.Н. Водяницкий [28] объясняет содержание валовых и несиликатных соединений железа степенью ожелезненности почвообразующих пород.

Почвы Кавказа характеризуются довольно высоким содержанием железа. Поскольку концентрация железа в результате выветривания или почвообразовательного процесса в данных условиях невозможна, то эта особенность явно унаследована от почвообразующих пород [291].

Почвы Урала долгое время относили к подзолистым, а затем к кислым неоподзоленным. Позже, благодаря возобновлению исследований почв на Урале, представление об Урале как зоны подзолистых почв (карта Пермского края) было пересмотрено и были выделены бурые лесные почвы Урала [12, 60, 185, 193, 281].

Образование бурых лесных почв связано с развитием процесса буроземообразования, который состоит из гумусонакопления, оглинения,

лессиважа. Следует отметить, что для бурых лесных почв оглинение происходит во всей мощности профиля и сопровождается накоплением ила, железа, алюминия, фосфора, магния, кальция. В бурых лесных почвах отмечается наибольшее обогащение илом средней части профиля и некоторое обогащение верхних горизонтов SiO_2 . Кроме того, бурые лесные характеризуются некоторым увеличением содержания R_2O_3 вниз по профилю, что является важным диагностическим признаком данных почв. [209, 288].

Содержание валового железа в почвах Среднего Урала, по данным Е.Н. Ивановой [94, 95], составляет 7-8 %.

В почвах Южного Урала, считает К.П. Богатырев [11], появление большого количества подвижного железа, говорит о глеевых процессах в этих почвах.

Исследованиями ученых установлено, что почвы с хорошим дренажем, формирующиеся на богатых породах – буроземы – характеризуются аккумулятивным распределением форм железа, так как освобождающееся при выветривании первичных минералов и разложении опада железо осаждается на месте в виде органожелезистых соединений. При минерализации органической составляющей происходит кристаллизация оксидов-гидроксидов железа. Унаследованные от породы оксиды железа устойчивы в профиле почв [170, 171, 282].

Р.П. Михайловой [171] отмечено высокое содержание несиликатных форм железа и алюминия в мелкоземле бурых грубогумусных почв Среднего Урала, особенно в верхних их горизонтах. Несиликатные оксолоторастворимые формы полуторных оксидов в тех же бурых лесных почвах накапливаются в верхней части профиля на фоне некоторого обеднения ее валовыми формами железа. Такую же картину распределения по профилю дает и вытяжка Мера-Джексона из мелкозема почв, обнаруживая более высокое его содержание по сравнению с вытяжкой Тамма, и четко выраженный второй пик несиликатного железа в самом нижнем горизонте профиля. Кроме того, считает Р.П. Михайлова, что высокое содержание несиликатных форм полуторных оксидов в верхней части профиля, обусловленное как процессами выветривания, так и биологической аккумуляцией, способствует усреднению и закреплению значительной части гумусовых соединений и позволяет считать эти окислы основными агентами, затормаживающими процессы подзолообразования.

В 1991 г. В.П. Фирсова, продолжая изучение бурых горно-лесных почв Урала, отмечает, что почвы сопровождаются выносом железа из верхних горизонтов, количество алюминия, кальция и магния остается неизменным. Накопление SiO_2 объясняет за счет привноса его с верхних элементов рельефа. И в работах В.П. Фирсовой [279] есть заметки о накоплении несиликатного железа в верхних горизонтах. Фирсова В.П. характеризует процесс буроземообразования преобладанием и увеличением содержания вниз по профилю слабоокристаллизованного железа и уменьшение содержания аморфных и сильноокристаллизованных его форм.

В связи с этим, необходимо изучить групповой состав соединений железа, как диагностическую характеристику почвообразования и эволюции почв горных территорий.

Валовое железо ($Fe_{вал}$) характеризует суммарное количество всех его форм. Среднее содержание валового железа в исследуемых почвах составляет 6 %, что по шкале Водяницкого [28, 31] позволяет отнести их к категории с умеренно высоким содержанием, кроме р. 18, 30 (среднее) и 31 (умеренно низкое). В целом, почвы можно отнести к среднежелезненным.

В среднем, по 12 разрезам, наибольшее варьирование значений содержания валового железа в почвах отмечается в верхних гумусовых горизонтах (в среднем от 3,3 до 7,3 %). С глубиной, в переходных гумусовых и срединных горизонтах профиля, среднее содержание $Fe_{вал}$ несколько увеличивается от 4,5 до 8 % (рис. 29).

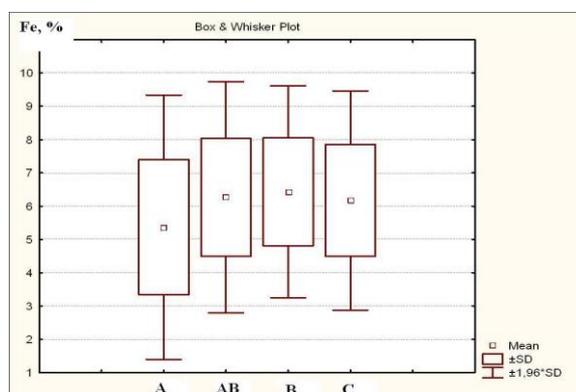


Рис. 29 – Изменение содержания $Fe_{вал}$ (%) по горизонтам в почвах г. Северный Басег (из 12 разрезов)

Распределение $Fe_{вал}$ по профилю имеет различные типы накопления вещества. По особенностям профильного распределения валового содержания железа (ВСЖ) можно выделить три основные почвенные группы. Первая группа характеризуется отсутствием дифференциации распределения ВСЖ по профилю (р. 18, 19, 29, 32) (рис. 30). Вторая группа почв (р. 17, 26, 30) имеет элювиально-иллювиальный тип распределения валового содержания железа. Почвы третьей группы (р. 15, 24, 28, 27, 31) характеризуются элювиальным типом различной интенсивности распределения ВСЖ в профиле. Самое низкое содержание $Fe_{вал}$ по сравнению с другими почвами, имеет лито-дерново-элювозем (р. 31, 755 м) и равномерно-элювиальный профиль по железу, т.е. имеет резко нарастающую его концентрацию к породе.

Различные типы профильного распределения валового железа указывают на наличие разнонаправленных процессов, происходящих в данных почвах, в частности, на различное соотношение в них процессов физического выветривания, физико-химического преобразования материала и переноса вещества в процессе почвообразования.

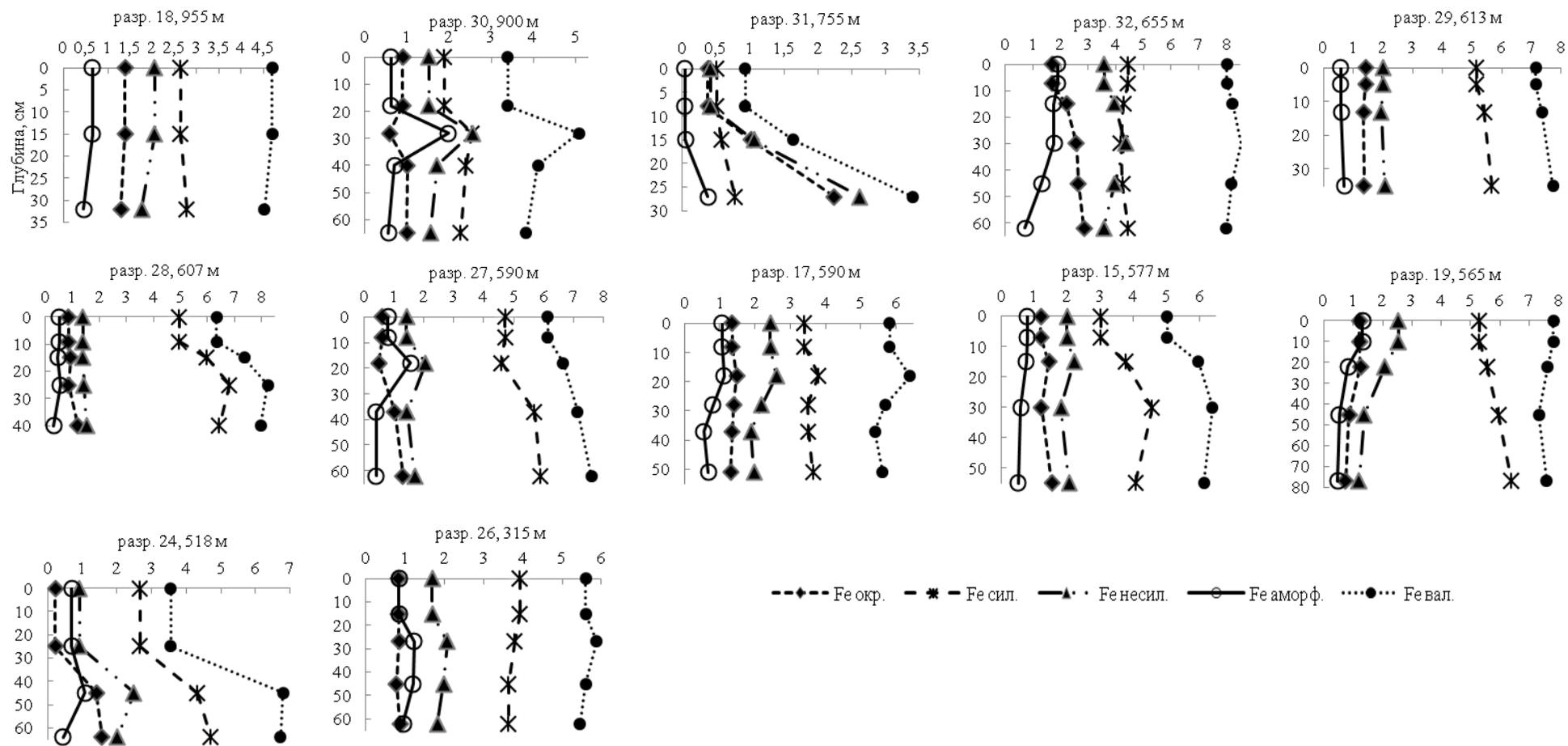


Рис. 30 – Профильное распределение соединений железа в почвах заповедника

Традиционно выделяют две условные группы соединений железа: силикатное (Fe_c) и так называемое свободное (несиликатное, Fe_{nc}). Содержание Fe_c колеблется в исследуемых почвах от 1 до 7 %, в среднем – 4 % и составляет больше половины от $Fe_{вал}$ – в среднем 65 %, в некоторых случаях достигая 85 %.

Профильные кривые распределения Fe_c имеют различный характер. Так, в р. 15, 17, 28, 30 наблюдается явная аккумуляция железа в средней части профиля, что может быть связано с особенностями локализации, приводящей к более выраженным проявлениям почвообразовательных процессов. В р. 18, 26, 29, 32 почвы имеют недифференцированный тип профиля по распределению силикатного железа, а в р. 19, 24, 27, 31 содержание силикатного железа повышается с глубиной к рыхлой выветрелой породе.

Содержание силикатного железа преобладает над несиликатными его формами в восьми разрезах из 12 исследуемых, что указывает на развитие почв по типу буроземообразования. Преобладание Fe_c над Fe_{nc} свидетельствует о слабой степени физико-химической выветрелости пород, зависящей от каменистости субстрата, времени почвообразования, физического сноса выветрелого материала. Основная масса железа в исследуемых почвах представлена его силикатными соединениями, что говорит о постоянно протекающих процессах физического и морозного выветривания, дробления минерального субстрата при активном физическом выносе преобразованного материала. Элювиальный характер распределения содержания силикатного железа в профилях в целом подтверждает сказанное выше.

В почвах, расположенных выше горно-лесного пояса (на высоте 655-950 м н.у.м.) отмечается иной характер содержания и распределения силикатного и несиликатного железа: либо их содержания близки (р. 18, 30, 32), либо несиликатные формы железа преобладают над силикатными (р. 31, 32) (рис. 30).

Анализ распределения несиликатных форм железа в профилях почв показал, что ясно проявляется аккумуляция аморфных форм железа в органо-минеральных горизонтах (р. 15, 17, 18, 19, 28, 29, 32) и в средней части профиля (р. 24, 26, 27, 30). Это указывает на более активное протекание оксидогенеза в этих почвах, наравне с возможно, особенностями окислительно-восстановительных условий, приводящих к усилению подвижности, а также о меньшей роли физического дробления пород в процессах первичного почвообразования. Вниз по профилю содержание аморфных форм железа снижается, подвижность падает. Максимальная подвижность соединений железа отмечается в горизонтах, имеющих временное переувлажнение и, как следствие этого, признаки оглеения. В кислой среде подвижность элемента значительно усиливается. Органические кислоты интенсивно разрушают минералы и способствуют образованию подвижных комплексных соединений железа. При изменении степени окисления элемента из-за переизбытка влаги и недостаточной аэрации, соединения железа приобретает наибольшую подвижность, что

может приводить, при переменном водном режиме (влажность, сухость), к образованию кирас и конкреций, обесцвечиванию почвенной массы (что мы наблюдаем в р. 31), к полному выносу соединений железа вертикальным и боковым стоком (р. 30).

Несиликатные соединения железа в почвах представлены главным образом гидроксидами и оксидами и содержание этих соединений является низким, в среднем 2 %, и только в р. 30 значение доходит до 4,4 % в гор. В. Относительное содержание $Fe_{нс}$ от $Fe_{вал}$ в среднем, составляет 35 % и по шкале Ю.Н. Водяницкого [28] изучаемые почвы относятся к группе с умеренно низким содержанием $Fe_{нс}$ и по доле несиликатного железа от его валового содержания к категориям от очень низкого (р. 27, 28) до умеренно низкого (р. 18, 32, 31, 30, 15. 17) и среднего содержания.

Доля несиликатных соединений железа от валового содержания оценивает степень развития оксидогенеза железа в почвах. Величина отношения $Fe_{нс}:Fe_{вал}$ в исследуемых почвах варьирует в пределах от 0,17-0,45, что указывает на слабую степень проявления оксидогенеза, а большую – на процессы гумусонакопления, глееобразования. Только в трех почвенных разностях, расположенных на верхней границе (р. 30, 31) и нижней границе подгольцового пояса (р. 32) величина отношения $Fe_{нс}:Fe_{вал}$ близка к 0,5 и более в нижней части профиля, что является характерным для ферраллитного, ферритного и аллитного процессов. Таким образом, в этих почвах оксидогенез проявляется в большей степени, чем в почвах, расположенных ниже 700 м н.у.м.

Оксидогенез железа является прогрессивным почвенно-экологическим процессом [29] тогда, когда происходит ограниченное накопление дисперсных слабоокристаллизованных минералов железа химически связанных с органическим веществом в поверхностных горизонтах. Эти минералы повышают буферность почв по отношению к тяжелым металлам. Рост окристаллизованности частиц гидроксидов и оксидов железа приводит к чрезмерному накоплению железа с разрывом химических связей его с гумусом. Этот процесс приводит к формированию рудяков, конкреций и рассматривается учеными как регрессивный.

Профильное распределение несиликатных соединений железа представлено 3 типами (рис. 30): элювиально-иллювиальное – р. 15, 17, 27, 32; прогрессивно-элювиальное – р. 24, 26, 30; недифференцированное – р. 28, 29. В лито-дерново-элювоземе (р. 31, 755 м) можно отметить значительное увеличение содержания $Fe_{нс}$ к породе. В р.19 (бурозем), в отличие от остальных почв, происходит аккумуляция $Fe_{нс}$ в верхних горизонтах. Несиликатные соединения железа могут достигать почти таких же значений, что и валовое в сильновыветрелых почвах, однако в изучаемых почвах прослеживается обратная динамика, что говорит о молодости почв.

Окристаллизованные соединения железа ($Fe_{окр}$) формируются при старении аморфных осадков. Среднее содержание $Fe_{окр}$ составляет 1 %, максимальное – 3 %. Распределение $Fe_{окр}$ по профилю почв повторяет распределение $Fe_{нс}$, при этом обнаруживается некоторое его накопление в

иллювиальной части профиля, что указывает на участие илистой фракции в его миграции.

Образование «аморфных» (оксолаторастворимых) соединений по Тамму связывают с условиями, в которых может происходить восстановление $Fe(III)$ до $Fe(II)$, его последующее окисление, сопровождающееся образованием $Fe(OH)_3$. Аморфные соединения железа оказывают большое влияние на свойства почвы: увеличивают уровень рН-зависимых зарядов ППК и фосфорфиксирующую способность, влияет на почвенную структуру [33].

Аморфное железо в исследуемых почвах накапливается в верхних горизонтах, кроме р. 31, 32, 29, 27, 24, 26 (рис. 30). Наиболее благоприятные условия для аккумуляции $Fe_{ам}$ складываются в почве субальпийского пояса на высоте 900 м, там его количество по всему профилю высокое, относительно других почв.

Важно отметить, что при рассмотрении профильного распределения несиликатных соединений железа в изучаемых почвах, происходит сближение и даже пересечение кривых распределения $Fe_{ам}$ и $Fe_{окр}$ в горизонте А, а для нижних горизонтов значения становятся ближе и далее количество $Fe_{ам}$ резко уменьшается, а $Fe_{окр}$ увеличивается. Такое поведение, как объясняет С.В. Зонн [82], вероятно связано с растворением остаточных (в сланцах) железистых пленок, а также с некоторым накоплением железа в результате внутрипочвенного выветривания.

На начальной стадии выветривания пород образовывается термодинамически стабильный гетит. В процессе почвообразования бактериальное разложение органического вещества ведет к образованию углекислоты, которая усиливает перевод железа гетита в раствор. Таким образом, по изменению содержания гетита в коре выветривания можно судить о биологическом круговороте веществ: снижение содержания железа указывает на усиление биологического круговорота веществ [28, 29].

В исследуемых почвах, отмечается усиленный биологический круговорот веществ как под елово-пихтовыми лесами горно-лесного пояса, так и под травянистой растительностью субальпийских лугов.

Отношение силикатного железа к несиликатному (Fe_c/Fe_{nc}) используют в качестве самостоятельного показателя степени выветрелости почвенной массы. Чем меньше величины отношения Fe_c/Fe_{nc} , тем выше степень выраженности процессов выветривания.

Так, в 6-ти разрезах почв из 12 выветривание преобладает над почвообразованием. Превышение силикатных форм над несиликатными составляет в среднем в 2 раза. Причем почвы западного склона г. Северный Басег менее выветрелые, чем восточного склона (рис. 31). Возможно, это можно объяснить тем, что западный склон больше покрыт лесом, и поэтому процессы почвообразования преобладают над выветриванием.

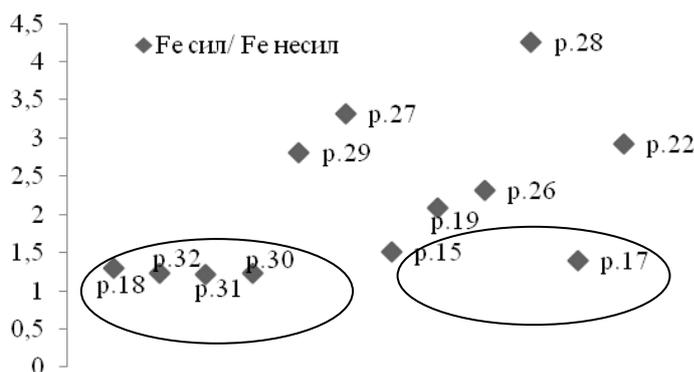


Рис. 31 – Группировка почв в пространстве по интенсивности выветривания

Критерий Швертмана (K_{III}) представляет собой относительную долю $Fe_{ам}$ от $Fe_{нс}$. Коэффициент растет по мере увеличения степени гидроморфизма почв [310] и дает представление о степени старения и кристаллизации свободных оксидов и гидроксидов железа. Почвы по этому показателю группируются по их положению в пространстве определенным образом (рис. 32).

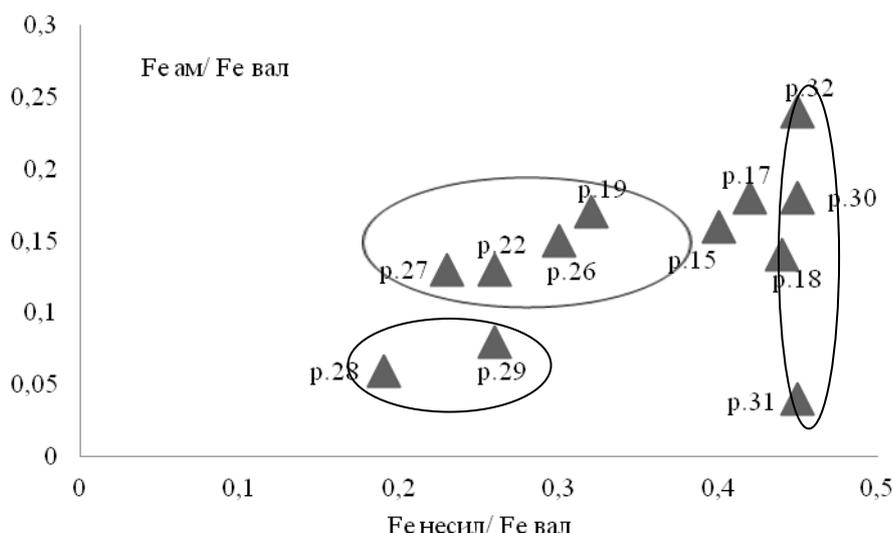


Рис. 32 – Группировка почв в пространстве по критерию Швертмана

Для почв, формирующихся на высоте около 700 м н.у.м. и выше, критерий Швертмана наиболее высокий, то есть степень гидроморфизма больше в более суровых условиях.

В меньшей степени испытывают гидроморфизм почвы, формирующиеся на высоте 600-700 м н.у.м., где сильнее всего видимо, выражен внутрипочвенный боковой сток, так как это более крутые участки склонов г. Северный Басег.

На высоте менее 600 м в почвах вновь несколько повышается степень проявления гидроморфизма за счет более мощной лесной подстилки в пихтово-еловых лесах горно-лесного пояса.

Содержание органического вещества оказывает ингибирующее действие на величину K_{III} для почв восточного склона (рис. 33).

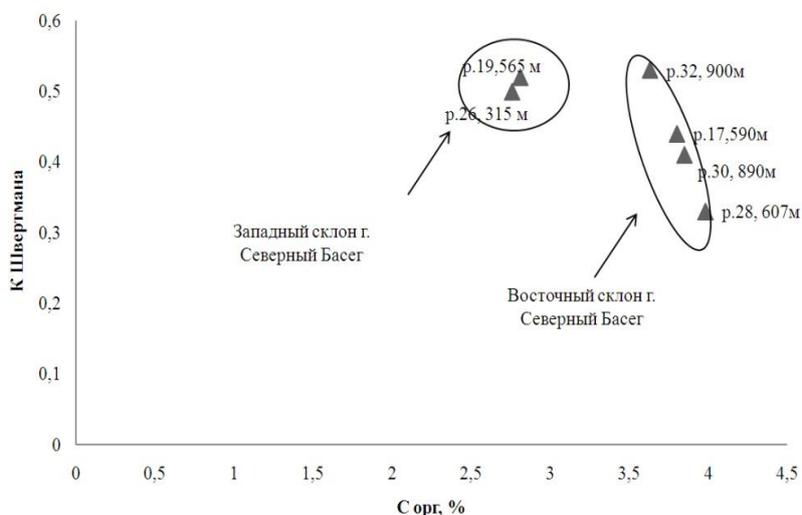


Рис. 33 – Влияние содержания органического углерода на K_{III}

На почвах западной экспозиции отмечается большее отношение $Fe_{ам}/Fe_{нс}$ за счет того, что содержание органического углерода ниже и возможно, его не хватает, чтобы оказать воздействие на соотношение $Fe_{д}/Fe_{нс}$. Кроме того, западный склон большей крутизны и внутрипочвенный сток выражен сильнее, что в свою очередь приводит к большему вымыванию фульватного гумуса. В сильноокислой среде при $pH < 4$ слабокристаллизованные соединения железа неустойчивы и вымываются в нижние горизонты, что приводит к снижению отношения $Fe_{окс}/Fe_{вал}$ (рис. 34).

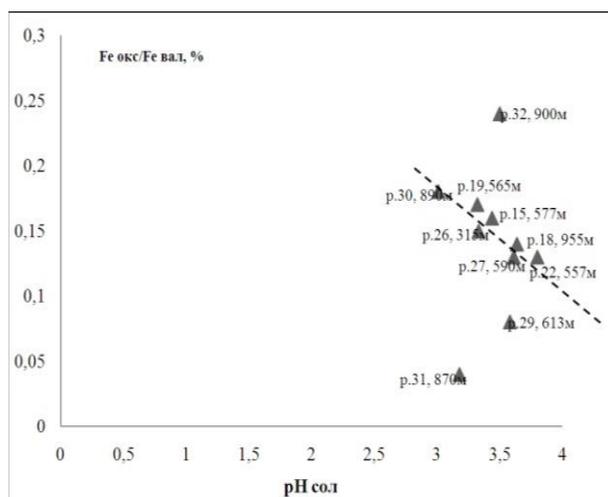


Рис. 34 – Влияние реакции среды на отношение $Fe_{окс}/Fe_{вал}$ в горных почвах

Групповой состав соединений железа дает дополнительную информацию о доминирующих почвообразовательных процессах и позволяет более четко диагностировать почвы в соответствии с

современными подходами классификации почв. Изменение условий почвообразования сопровождается перераспределением и сменой соотношений различных форм железа в профилях почв.

Разделение соединений железа на силикатные и несиликатные формы дает дополнительную информацию о процессах, определяющих их перераспределение по профилям и о сущности самих процессов. В изучаемых почвах можно диагностировать процесс буроземообразования, характеризуемый преобладанием и нарастанием с глубиной окристаллизованных форм железа и уменьшением аморфных форм, а также процесс гумусонакопления. Процесс оксидогенеза выражен в слабой степени. Оподзоливание в почвах не проявляется.

Таким образом, для исследуемых почв характерно сочетание интенсивного выветривания почвенной массы с условиями хорошей аэрации для активной кристаллизации железа. Общими чертами является умеренно высокое содержание валового железа, с преобладанием силикатных соединений в составе.

Проведенные исследования соединений железа остальных почв подтверждают данные полевых описаний и помогают уточнить подтиповую принадлежность почв.

Систематический контроль таких химических показателей, как различные соединения железа (валовое, несиликатные и силикатные формы, их отношения) в горных почвах, может быть эффективным при характеристике устойчивости почв к загрязнению и прогнозе последствий загрязнения почв заповедника.

5.4 ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА

Каждый тип почв характеризуется определенным набором физико-химических свойств, отличающихся от других типов, что используется в диагностике почв при их классификации. Анализируя физико-химические свойства исследуемых горных почв, можно отметить следующее.

Во-первых, сумма обменных оснований изменяется в широких пределах – от 0,2 мг.экв./100 г до 51,8 мг.экв./100 г почвы (рис. 35).

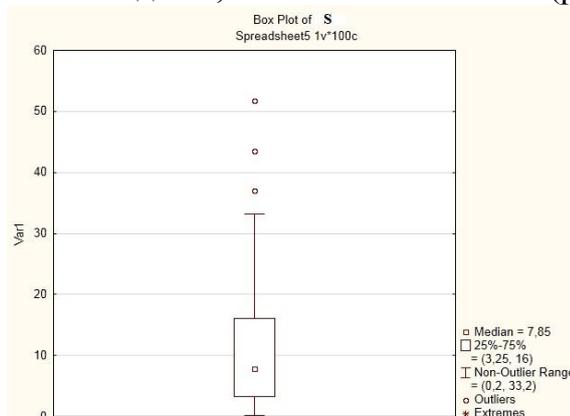


Рис. 35 – Размах изменчивости значений суммы обменных оснований в почвах г. Северный Басег (n=100)

Среднее значение для почв горно-лесного пояса выше (11,5 мг. экв./100 г), чем подгольцового (среднее – 8,9 мг. экв./100 г) (табл. 17).

Таблица 17

Статистическая характеристика физико-химических свойств горных почв (в целом для всех горизонтов)

	S	ЕКО	V, %	S	ЕКО	V, %	S	ЕКО	V, %
	Мг.экв./100 г			Мг.экв./100 г			Мг.экв./100 г		
	для всех почв, n=100			подгольцовый пояс, n=31			горно-лесной пояс, n=69		
среднее	10,6	25,3	38,9	8,9	20,5	39,3	11,5	27,5	39,7
максимум	51,8	66,2	89,6	24,1	34,0	85,4	51,8	66,2	89,6
минимум	0,2	4,4	1,0	0,5	4,4	3,1	0,4	12,4	1,0

Во-вторых, емкость катионного обмена (ЕКО) в почвах довольно низкая, несмотря на наличие богатой высокотравной растительности. Среднее значение составляет для почв подгольцового пояса – 20,5 мг.экв./100 г; для горно-лесного – 27,5 мг.экв./100 г почвы (рис. 36).

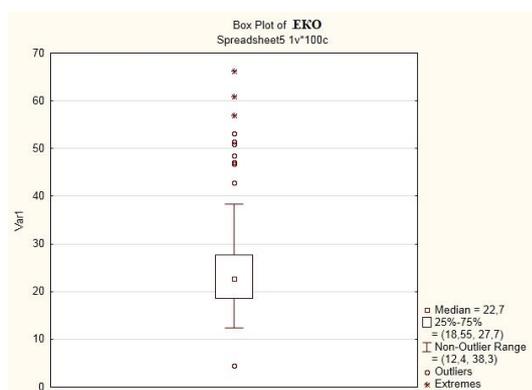


Рис. 36 – Размах изменчивости емкости катионного обмена (ЕКО) в почвах г. Северный Басег (n=100)

Самые высокие значения ЕКО встречаются в буроземах (максимальное ЕКО – 66,2 мг.экв./100 г).

Емкость катионного обмена по профилю почв изменяется неравномерно. В исследуемых почвах высокие значения ЕКО в верхних горизонтах наблюдаются в буроземах (р. 15, 40, 38, 35, 39), глееземе (р. 24) и литоземе (р. 41). Кроме того, в некоторых буроземах происходит вынос из горизонтов ВМ р. 21, 19, 22, 10, 35, 36. В почвах подгольцового пояса наибольшие показатели емкости катионного обмена отмечены в верхних горизонтах (р. 29, 5, 30, 8, 1, 32, 27).

В-третьих, низкая насыщенность почв основаниями варьирует при широком разбросе значений (максимальное – 89,6 %; минимальное – 1,0 %) (см. табл. 17). Среднее значение степени насыщенности для всех горных почв – 39,6 % (рис. 37). Самые высокие значения выделяются в почвах подгольцового пояса в зоне разреженных низкорослых елово-пихтовых лесов с примесью рябины сибирской, березы пушистой в буроземе (р. 27, 590 м – 63 % в гор. АУ) и серогумусовой на высоте 570 м (р. 1 – 54 % в гор.

АУ). В подпоясе криволесье в лито-дерново-элювоземе с четко выраженным горизонтом выветривания (р. 31) степень насыщенности почв в горизонте *EL* составляет 72 %.

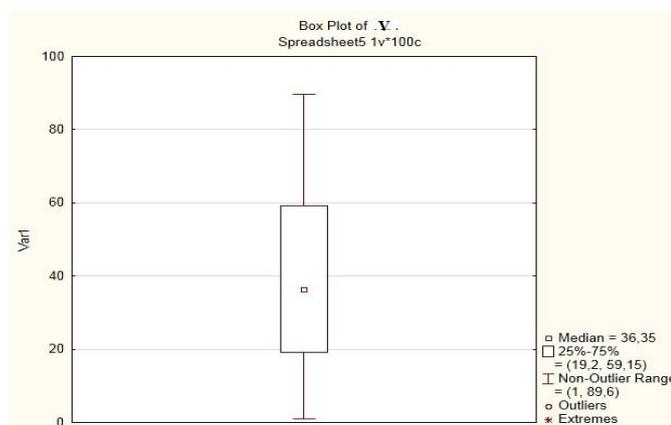


Рис. 37 – Размах изменчивости степени насыщенности почв основаниями (V) в почвах заповедника (n=100)

Относительно высокие значения степени насыщенности почв основаниями в почвах подгольцового пояса можно обосновать богатой произрастающей травянистой растительностью. Горно-луговая растительность сохраняет от вымывания ряд веществ почвы.

Внутрипрофильное изменение значений степени насыщенности довольно разнообразно и изменяется в зависимости от высоты и произрастающей растительности.

Так, в подгольцовом поясе в буроземах (р. 8) и серогумусовой (р. 1, 28) можно отметить нарастающее насыщение почв основаниями с глубиной. В подпоясе криволесье в р. 32, 31 происходит вынос оснований в срединной части профиля. Довольно резкий спад значений степени насыщенности основаниями можно увидеть в темно-гумусовой почве на субальпийских лугах (р. 29) и убывание в р. 5 в парковом редколесье (органо-аккумулятивная серогумусовая).

В нижних частях склонов на высоте 300-600 м под зеленомошно-черничковыми ельниками и сфагново-пушицевыми ельниками-березняками степень насыщенности почв также изменяется по-разному. Нарастание с глубиной отмечается в буроземе на участке с временным сезонным увлажнением (р. 9, 430 м); глееземе - р. 24, 518 м и в почвах на склонах р. Малый Басег (р. 34, 35). Однако, в почвах на склоне более удаленных от р. Малый Басег наоборот происходит снижение насыщенности почв основаниями к породе. В разрезах 21, 19, 22, 36 в горизонтах *BM* происходит резкий вынос оснований, вероятно за счет внутрипочвенного бокового стока.

В.П. Фирсова [282] считает, что подвижный калий и фосфор накапливаются в основном в подстилках. Особенно велико накопление калия, в частности, в подстилке ельника. Фосфор, подобно калию, закрепляется в подстилке ельника в связи со слабой энергией разложения

растительных остатков, тогда как в почвах высоких местоположений фосфор в процессе разложения быстро высвобождается и вновь вовлекается в биологический круговорот.

В изучаемых почвах содержание подвижного фосфора повышенное в серогумусовой почве с уменьшением к породе (р. 1, 570 м). В серогумусовой (р. 5, 700 м) имеется обогащение средней части профиля. Среднее содержание в буроземе (р. 8, 800 м) с падением вниз к породе.

В буроземах горно-лесного пояса значения содержания подвижного фосфора являются низкими и очень низкими, несмотря на утверждение В.П. Фирсовой [281] о значении подстилки ельника. В р. 9 на высоте 430 м н.у.м. происходит увеличение содержания подвижного фосфора с глубиной, а в р. 10 (400 м н.у.м.) варьирование по профилю почти отсутствует (рис. 38).

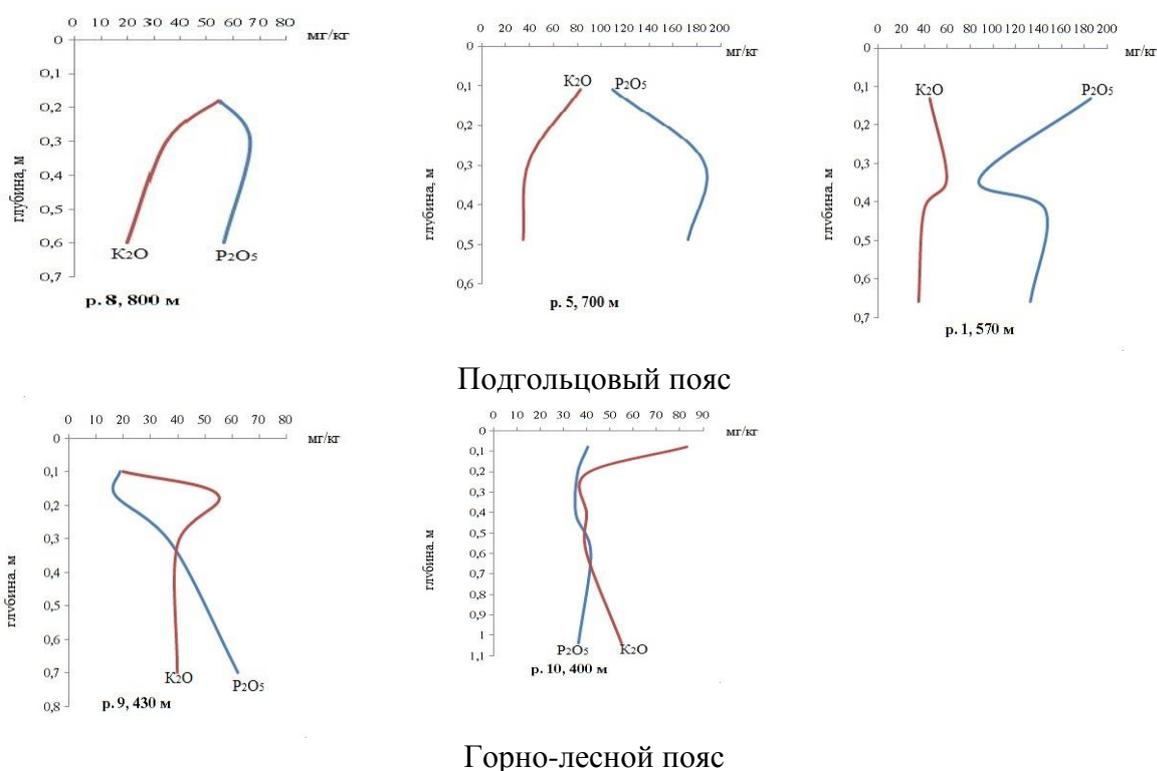


Рис. 38 – Профильное распределение содержания подвижных P_2O_5 и K_2O в почвах на г. Северный Басег

По содержанию подвижного калия горные почвы существенно не различаются, их можно отнести к категории с очень низким содержанием. В р. 8, 5, 1 содержание K_2O убывает вниз по профилю; в буроземах содержание K_2O различно – в р. 9 – нарастающее, в р. 10 – убывающее.

Физико-химические свойства имеют обратную корреляционную зависимость с высотой (н.у.м.) (табл. 18). Так, корреляция высоты с суммой обменных оснований составляет $r = -0,29$; с емкостью катионного обмена $r = -0,36$; со степенью насыщенности почв основаниями $r = -0,3$.

Вычислена средняя корреляционная зависимость между содержанием подвижного фосфора и степени насыщенности почв основаниями ($r=0,4$), с суммой обменных оснований ($r=0,4$) и высотой ($r=0,5$).

Таблица 18

Корреляционная матрица между физико-химическими свойствами почв и абсолютной высотой (н.у.м.) ($n=100$)

Показатель	S	ЕКО	P ₂ O ₅	K ₂ O	V
S	1,00	-	-	-	-
ЕКО	0,75	1,00	-	-	-
P ₂ O ₅	0,40	-0,13	1,00	-	-
K ₂ O	0,47	0,67	-0,04	1,00	-
V	0,78	0,27	0,45	0,12	1,00
Высота	-0,29	-0,36	0,48	-0,10	-0,30

Отмечается средняя корреляция между содержанием подвижного калия и показателями суммы обменных оснований ($r=0,5$), а также емкостью катионного обмена ($r=0,7$).

Таким образом, различные условия формирования горных почв при интенсивном промывании почвенного профиля приводит к выносу оснований за пределы почв и существованию постоянного дефицита подвижных и растворимых форм оснований, что находит свое отражение в специфике физико-химических свойств.

Физико-химические свойства в системе почвенно-экологического мониторинга относят к педохимическим показателям, изменения которых может быть вызвано загрязняющими веществами и впоследствии могут косвенно отрицательно влиять на живые организмы. Это показатели состояния почв, которые проявляют связь непосредственно с соединениями загрязняющих веществ в почвах, но сами таковыми не являются.

Физико-химические показатели позволяют диагностировать процессы, происходящие в почвах. Следовательно, контроль физико-химических свойств важен, так как они могут изменяться под влиянием загрязняющих веществ и тем самым вызывать ухудшение состояния микроорганизмов и растений, их изменение вызывает в почвах превращения соединений загрязняющих веществ, которые влияют на их токсико-экологические свойства.

5.5 ГРУППОВОЙ СОСТАВ ГУМУСА

Роль гумуса незаменима в формировании физических, химических и биологических свойств почв, а также в поддержании высокой буферности и сопротивляемости почв неблагоприятным воздействиям, как естественного, так и техногенного происхождения [3]. Гуминовые вещества являются универсальным аккумулятивным резервуаром органического вещества в биосфере, выполняют трофическую функцию, имеют свойство физиологической и биопротекторной активности [25, 296].

Гумусное состояние почв относится к педохимическим показателям, изменение которых может быть вызвано загрязняющими веществами. Вследствие изменяющихся процессов трансформации органических веществ, в почве меняется и их групповой состав [183].

Для горного рельефа характерна сложная пестрота почвенного покрова, что влечет за собой разнообразие и гумусного состояния почв [303].

Для качественной и количественной оценки антропогенных нарушений почвенного покрова нужны показатели состояния почв заповедных экосистем с ненарушенными вариантами типичных для данных биоклиматических условий почв, которые могли бы быть эталонами для сравнения с антропогенно измененными аналогами [190].

Природа органического вещества (ОВ) горных почв Среднего Урала изучена слабо, современных данных нет. Ученые, занимающиеся исследованием горных почв на Урале [12, 94, 95, 170, 269] отмечают повышенное накопление гумуса, преобладание группы фульвокислот над гуминовыми, растянутый гумусовый профиль, который считают реликтовым свойством. В.П. Фирсова [279] считает, что мобильность гумуса в горной провинции в 2-3 раза выше по сравнению с почвами предгорий соответствующих подзон.

Актуальность изучения гумусного состояния почв заповедника «Басеги» обусловлена причиной практической необходимости получения почвенно-экологических данных по состоянию заповедных территорий, их систематизации и разработки системы мониторинга почвенного покрова. Гумусное состояние почв характеризуется совокупностью показателей, отражающих уровни накопления гумуса в почве, его профильное распределение, качественный состав, миграционную способность гумусовых веществ.

В верхних, органо-минеральных, горизонтах ОВ представлено детритом – растительными остатками различной стадии разложения. Это могут быть корешки бурого и коричневатого цвета, сохранившие клеточное строение; либо встречаются черные обуглившиеся растительные остатки мелких включений. Тонкодисперсный гумус этих горизонтов находится в виде темно-коричневых или буровато-коричневых сгустков.

Специфические условия формирования почв определяют их свойства, и в том числе содержание гумуса. Аналитические данные обнаруживают высокое содержание гумуса, который колеблется в широких пределах – от 1,65 % до 21,45 %.

Для оценки степени варьирования содержания гумуса в почвах, была проведена статистическая обработка (рис. 39), которая показала, что во всех почвах подгольцового пояса и частично горно-лесного на высоте 400-600 м (р. 9, 10, 41) значения содержания гумуса изменяются в меньшей степени, чем в почвах горно-лесного пояса на высоте 344-400 м н.у.м., где проявляется наибольший разброс значений (р. 41, 40, 39, 38, 37, 35, 36, 34, 42) и более высокое содержание гумуса, чем в почвах подгольцового пояса.

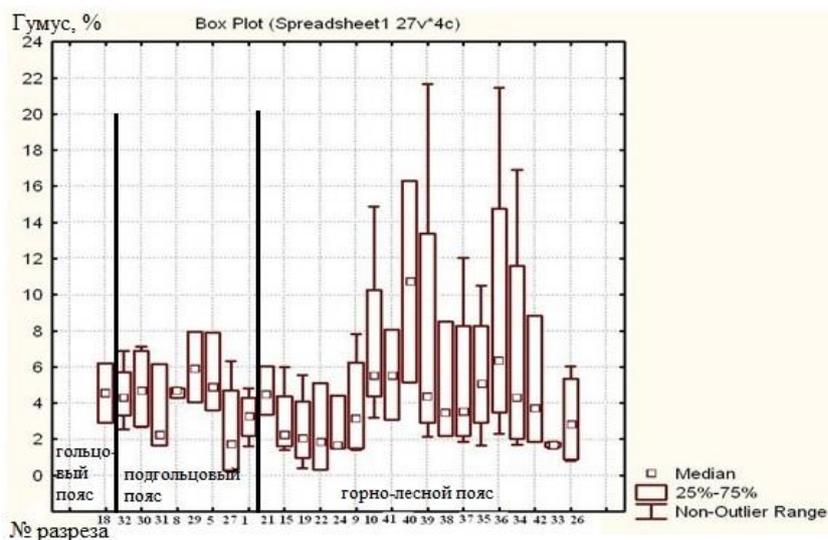


Рис. 39 – Квантильное представление данных о пространственном варьировании содержания гумуса (% в гор. А) в горных почвах (n=27)

Определена корреляционная зависимость между содержанием гумуса в почвах г. Северный Басег и уклоном местности (табл. 19). С увеличением угла наклона местности происходит увеличение мощности гумусового горизонта (от 6 до 10 см) и падение содержания гумуса (от 10,09 до 6, 20 %), коэффициент корреляции составляет $r=-0,6$.

Таблица 19

Зависимость мощности гумусового горизонта, содержания гумуса от крутизны склона (средние данные)

Уклон в градусах	Мощность горизонта А (см)	Гумус, %
3-5	6	10,09
5-10	5	6,33
10-20	4	6,13
20-45	10	6,20

Одной из основных причин уменьшения мощности гумусового горизонта и содержания гумуса в нем на склоновых почвах является интенсивное развитие процессов выветривания, которым в основном поддается самая богатая гумусом часть почвы. Кроме того, определена связь между мощностью гумусового горизонта и уклоном местности. В большей степени эта взаимосвязь проявляется для почв под субальпийскими лугами ($r=0,8$). Это можно объяснить более глубоким проникновением корней субальпийской растительности.

Особенностью горных почв Среднего Урала является растянутый гумусовый профиль, независимо от высоты местности. Рассчитаны уравнения регрессии, показывающие связь между содержанием гумуса и мощностью профиля почвы (таб. 20). Коэффициент регрессии (R) показывает, что серогумусовая почва в субальпийских лугах (р. 1) имеет наиболее резкое снижение содержания гумуса ($R=0,158$ %) по профилю,

что можно объяснить высокой дисперсностью гумусовых веществ горных почв.

Таблица 20

Интенсивность снижения содержания гумуса в профиле горных почв

Высотный пояс	№ разреза, высота, м н. у. м.	Мощность профиля, м	Коэффициент регрессии (R)	Уравнение регрессии
Подгольцовый	№ 30, 900	0,52	-0,0969	$y = -0,0969x + 0,7196$
	№ 32, 655	0,70	-0,0756	$y = -0,0756x + 0,7942$
	№ 5, 700	0,49	-0,0834	$y = -0,0834x + 0,7527$
	№ 1, 570	0,66	-0,1580	$y = -0,1580x + 0,9010$
	№ 19, 565	0,82	-0,1265	$y = -0,1265x + 0,7728$
Горно-лесной	№ 9, 430	0,70	-0,0676	$y = -0,0676x + 0,5845$
	№ 10, 400	0,60	-0,0363	$y = -0,0363x + 0,5898$
	№ 26, 315	0,67	-0,0774	$y = -0,0774x + 0,6720$

Бурозем в горно-лесном поясе (р. 10) богат гумусом, но падение его по профилю (рис. 40) относительно медленное ($R=0,036\%$). С помощью уравнения регрессии можно устанавливать вероятное содержание гумуса на любой заданной глубине.

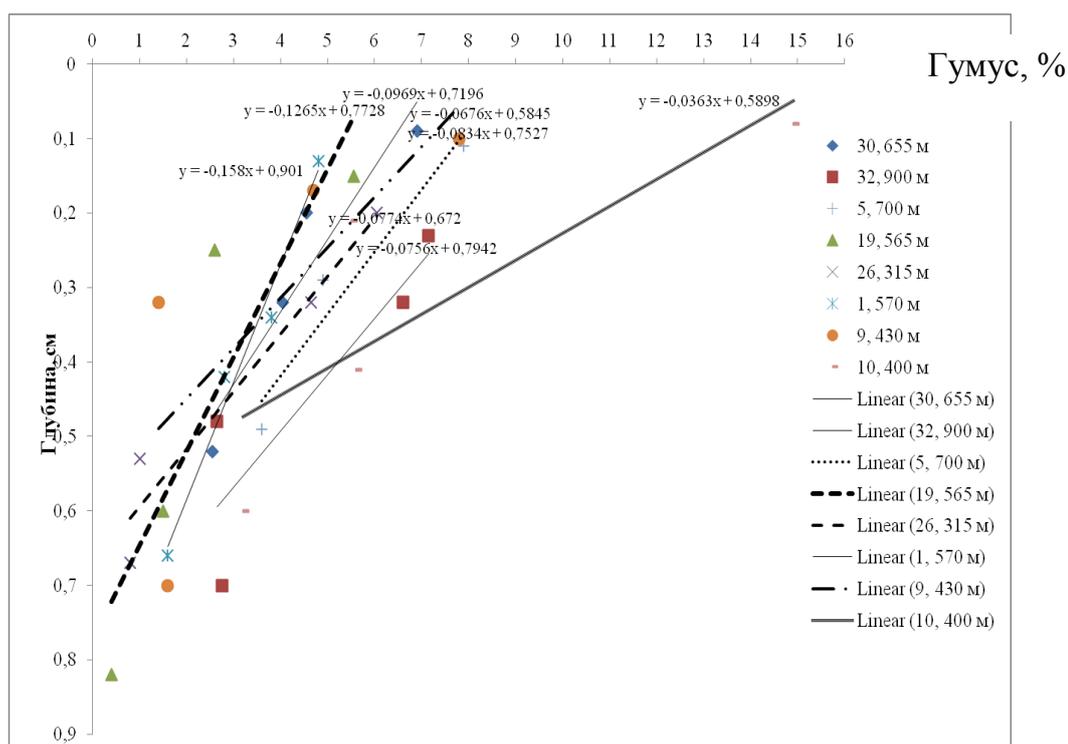


Рис. 40 – Темпы снижения содержания гумуса в почвах по профилю

Результаты статистической обработки массовых данных содержания гумуса в почвах дают нам представление о профильном распределении гумуса (таб. 21). Величина среднего содержания (Me) для каждого слоя является обобщенной, скрывающей варьирование, и показывает снижение содержания гумуса с глубиной (от 8,03 до 1,75 %), подтверждающая постепенное убывание гумуса с глубиной. Показатели Max и Min

содержания гумуса обнаруживают ту же динамику. Большая величина дисперсии (D) характерна для всех гумусовых горизонтов, условно обозначенных нами буквой А.

Таблица 21
Статистическая характеристика содержания гумуса в почвах (%) (n=93)

Горизонт	Статистические характеристики							
	n	среднее	Me	Mo	Min	Max	D	S
A	23	8,03	6,20	6,05	1,65	21,45	22,57	4,75
AB	27	4,30	4,50	-	1,50	8,05	3,04	1,74
B	24	2,63	2,43	-	0,30	5,60	2,10	1,45
BC	15	1,75	1,75	1,60	0,20	3,20	0,67	0,82

Экспозиция склона оказывает влияние на содержание гумуса в зависимости от разных гидротермических условий. Количество гумуса на склонах северной экспозиции больше по сравнению с южной и западной (рис. 41). Это связано с тем, что на южных «теплых» склонах эрозионно-аккумулятивные процессы выражены сильнее, чем на склонах северной экспозиции. В пределах одной экспозиции гумуса больше в средней части склона.

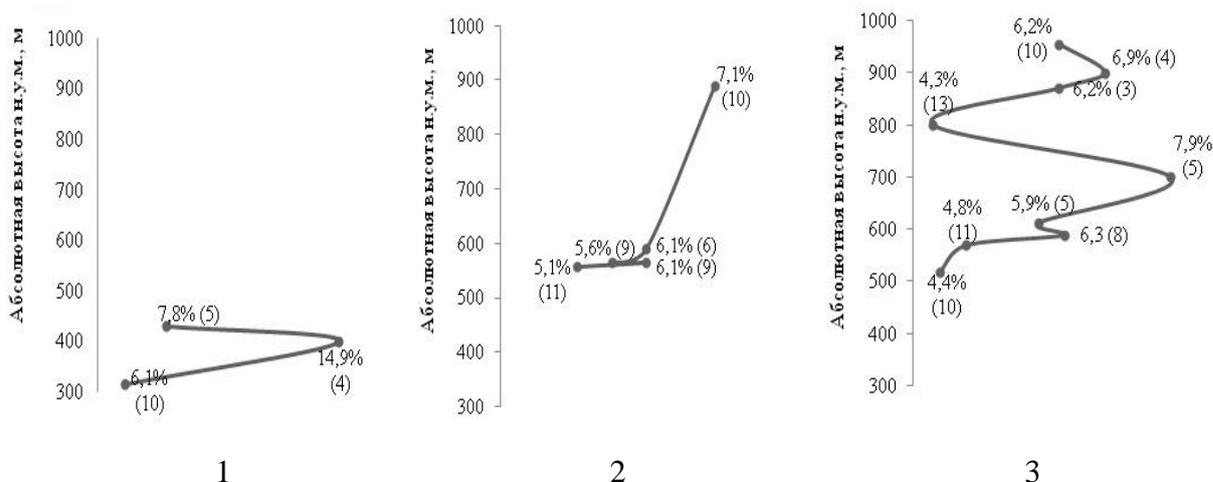


Рис. 41 – Влияние абсолютной высоты и экспозиции склона на содержание гумуса (%) и мощность гумусового горизонта (в скобках мощность, см) в почвах г. Северный Басег (1- северная, 2 - западная, 3 - южная экспозиции)

Мощность гумусового горизонта в зависимости от экспозиции склона также изменяется (см. рис. 41). Самым благоприятным для образования мощного гумусового горизонта оказался западный склон, где величина гумусового слоя в среднем составляет 9 см. Почвы склона южной экспозиции имеют среднюю мощность 8 см, а северной – 6 см.

Изучаемые почвы различаются по составу гумусовых веществ. Содержание углерода в вытяжке изменяется в широких пределах (5-95 %). Среднее значение $C_{выт}$ для почв подгольцового пояса – 54 %, для горно-лесного – 43 % (рис. 42). По результатам анализа группового состава гумуса почв на г. Северный Басег, можно отметить, что гумус в горных

почвах является очень подвижным, так как, более половины гумусовых веществ переходит в пирофосфатную вытяжку, т.е. гумусовые вещества являются хорошо растворимыми, что и демонстрирует показатель $C_{выт}$.

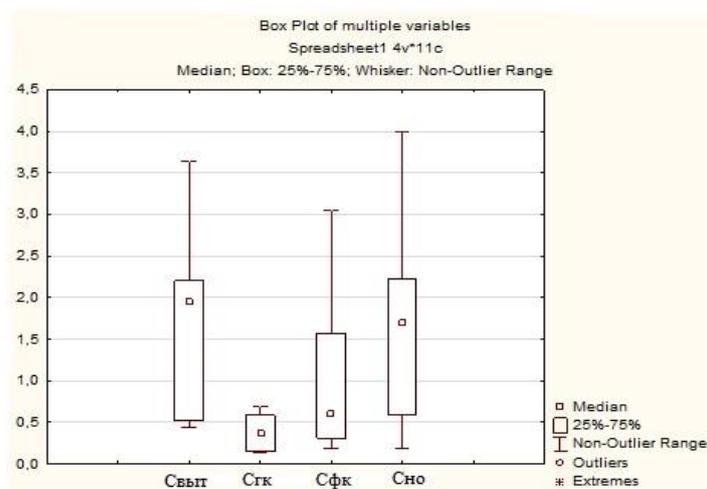


Рис. 42 – Квантильное представление данных о пространственном варьировании группового состава гумуса (% в гор. А) в горных почвах (% к весу почвы) (n=11)

Постепенное снижение содержания гумуса $C_{общ}$ в профиле почв (рис. 43) обусловлено процессами поверхностного выветривания, в связи, с чем количество ОВ увеличивается в выветриваемых слоях и проникает за счет хорошей дренируемости почв по трещинам в нижние горизонты. Гумус кислый, хорошо растворим, и с током воды промывается далеко вглубь. Процесс перехода фульвокислот (ФК) в гуминовые (ГК) не идет, так как удерживается за счет холодного климата, высокой влажности, заторможенной жизнедеятельности микроорганизмов, в связи с чем, образуются кислые продукты разложения, и как результат этих процессов – фульватный гумус.

Содержание ФК в составе гумусовых веществ преобладает над содержанием гуминовых (см. рис. 43). Причем, содержание ГК практически очень плавно и постепенно изменяется в пределах профиля, варьируя в незначительных пределах. Содержание ФК, наоборот, более варьирует в пределах профиля. Так, в почвах подгольцового пояса (серогумусовых, р. 5, 6) количество ФК постепенно повышается к выветрелой породе. В почвах горно-лесного пояса серогумусовой ожелезненной (р. 5) и в буроземах элювиированных (р. 9, 10) отмечается дифференциация содержания ФК по профилю почв: накопление их в срединной части профиля под верхним гумусовым горизонтом с последующим снижением содержания к выветрелой породе на уровне значений показателей содержания ГК. Соотношение ГК и ФК в составе гумуса смещается в сторону ФК.

Тип гумуса в горных почвах характеризуется как фульватный, так как соотношение $C_{ГК}:C_{ФК}$ составляет менее 0,5. Содержание ГК в 2-14 раз меньше, чем ФК.

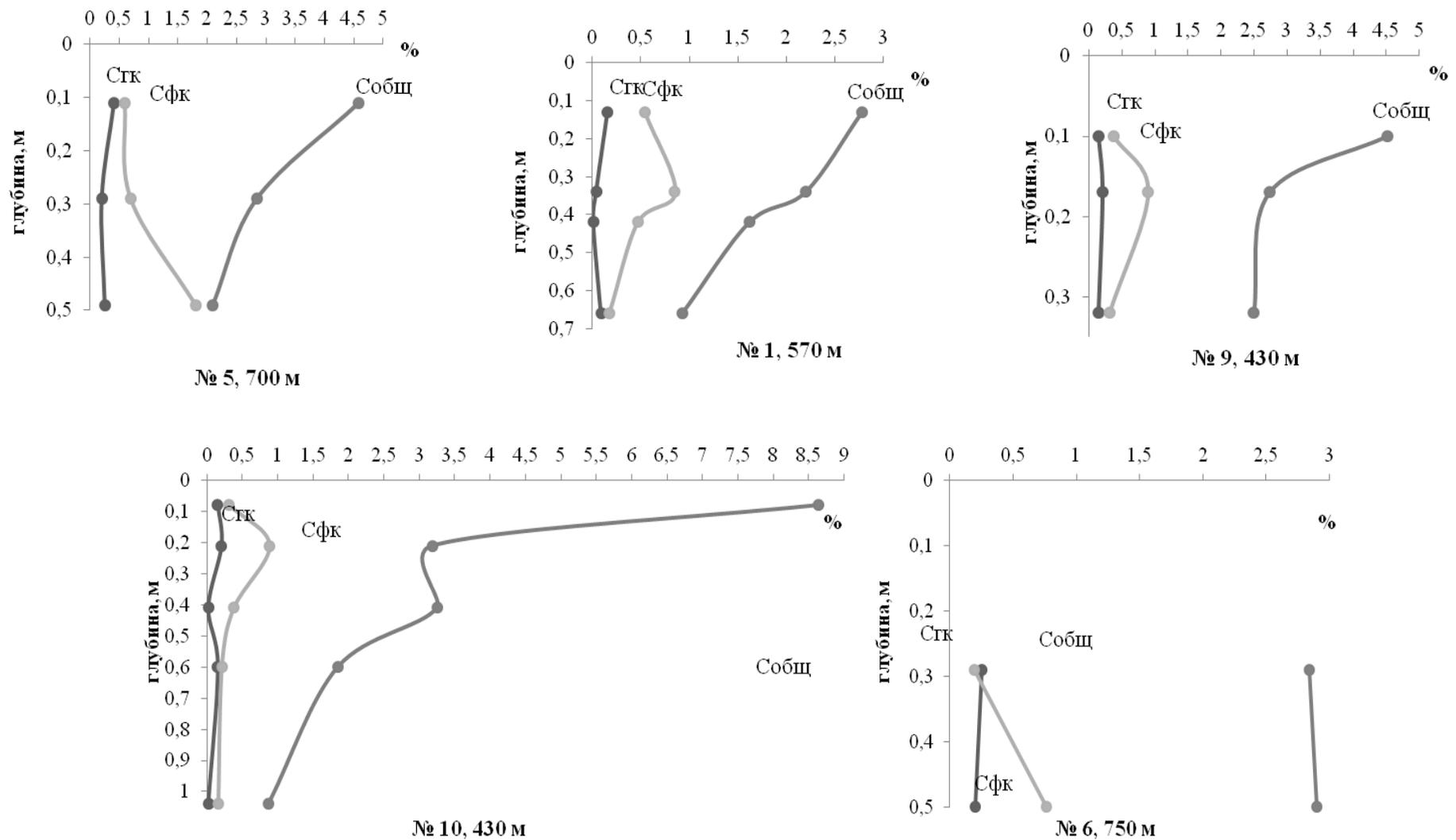


Рис. 43 – Кривые профильного распределения органического углерода и гумусовых кислот в почвах на г. Северный Басег

Таким образом, в исследуемых горных почвах, ГК являются достаточно рыхлыми (показатель $C_{гк}:C_{фк}$ варьирует от 0,1 до 0,5) и способны к гидролизу, то есть очень не стойкие, в связи с чем легко переходят в раствор. Эти показатели характеризуют степень гидролизуемости горных почв как очень высокую, а возможность образования двойных связей очень низкая. Только в почвах, формирующихся под луговой высокотравной растительностью на высоте 700-800 м н.у.м., тип гумуса является фульватно-гуматным. Кривая изменения типа гумуса с высотой местности в почвах на г. Северный Басег представлена на рисунке 44.

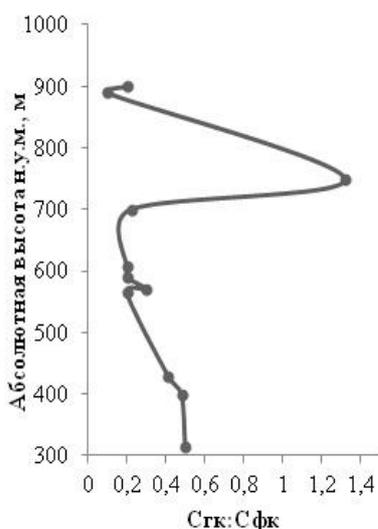


Рис. 44 – Изменение типа гумуса ($C_{гк}:C_{фк}$) в гумусовых горизонтах с высотой местности (м)

Низкая степень гумификации (в среднем 12,6 %) говорит о невысокой биологической активности горных почв в целом, и большей частью в почвах горно-лесного пояса.

Избыточная влажность, недостаток тепла, кислая реакция среды, кислые продукты трансформации растительных остатков, высокое содержание обменного алюминия, выщелоченность профиля от кальция и магния способствуют консервации ОВ в стабильной части гумуса (негидролизуемый остаток). Содержание негидролизумого остатка ($C_{но}$), состоящего из не полностью гумифицированных растительных остатков, колеблется в широких пределах (4-95 % от общего углерода; среднее для почв субальпийского пояса – 40 %, для почв горно-лесного пояса – 57 %).

Анализ гумусного состояния почв показал, что процесс гумификации в горных почвах является специфическим, обладает неоднозначностью и варьированием показателей, что является результатом пестроты почвенного покрова горной территории.

Особая роль гумусовых веществ обусловлена тем, что изменения гумусового состояния почв и состава гумуса отражаются на выполнении почвами экологических функций, а соответственно, и на состоянии биосферы.

6. СИСТЕМАТИЧЕСКИЙ СПИСОК ПОЧВ ЗАПОВЕДНИКА «БАСЕГИ»

По классификации 1977 года [113] только для почв гольцового и подгольцового поясов можно определить классификационное положение исследуемых почв как горно-луговые альпийские и горно-луговые субальпийские. Почвы горно-лесного пояса не представлены как типы горных почв и классифицируются по признакам равнинных бурых лесных, что представляет определенные трудности для исследователей. Таким образом, определение названия горных почв по классификации 1977 г. затруднено, вследствие ее не достаточной разработанности и привязанности к высотному поясу, что не позволяет определить принадлежность горных почв в полной мере к каким-либо таксономическим единицам.

По субстантивно-генетической «Классификации и диагностике почв России» 2004 г. исследуемые горные почвы относятся к нескольким стволам: первичного почвообразования, постлитогенного, органогенного и синлитогенного (табл. 23).

В ствол *первичного почвообразования* по морфологическим признакам отнесен отдел слаборазвитых почв, в котором нами описаны петроземы.

Наиболее широко на территории заповедника почвенный покров представлен почвами *постлитогенного почвообразования*. На основании морфогенетической характеристики почв выделены следующие отделы: литоземы (мощность профиля менее 30 см), альфегумусовые (наличие генетического горизонта *BHF*), структурно-метаморфические (выделение горизонта *BM*), органо-аккумулятивные (срединный горизонт как самостоятельное генетическое образование не выражен), глеевые (наличие горизонта *G*). В пределах отделов проведена диагностика 30 типов и подтипов по наличию в профиле одного или нескольких диагностических генетических признаков.

К стволу *органогенных* почв отнесена одна почва: отдел – торфяные почвы, тип – торфяная олиготрофная глеевая, подтип – иловато-торфяная.

В пределах слабо выработанной поймы р. Малый Басег по диагностике морфологических и аналитических признаков и свойств выделен отдел аллювиальных почв, который относится в ствол *синлитогенного почвообразования*. Тип почвы – аллювиальная гумусовая глеевая, подтип - элювиированная ожелезненно-оруденелая.

Согласно «Классификации и диагностике почв России» 2004 г. [112] почвы имеют роды: ненасыщенные, бескарбонатные. Выделены следующие виды почв: 1) по мощности гумусового горизонта – мелкие (все разрезы); 2) по глубине и месту оглеения – поверхностно оглеенные почвы (р. 24, 25); профильно оглеенная (р. 23); глееватая (р. 35); 3) по степени насыщенности почвенного поглощающего комплекса – ненасыщенные.

Классификация почв на г. Северный Басег

Ствол	Отдел	Тип	Подтип	
ПЕРВИЧНОГО ПОЧВООБРАЗОВАНИЯ	СЛАБОРАЗВИТЫЕ	Петрозем	не выделен	
ПОСТЛИТОГЕННОГО ОБРАЗОВАНИЯ	АЛЬФЕГУМУСОВЫЕ ЛИТОЗЕМЫ	Сухоторфяно-подбур	иллювиально-гумусовый	
		Сухоторфяно-литозем	не выделен	
	ЛИТОЗЕМЫ	Литозем темно-гумусовый	ожеженный	ожеженно-потечно-гумусовый
		Литозем грубогумусовый	ожеженный	
		Литозем серо-гумусовый		потечно-гумусовый
		СТРУКТУРНО- МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ	Бурозем	
				элювиированный
				глинисто-иллювиированный
				глеевато-ожеженный
				перегнойно-ожеженный
	Бурозем темно-гумусовый			грубогумусированный
				элювиированный
				темнопрофильный
				метаморфизированный
				глинисто-иллювиированный
	Бурозем грубогумусовый		глеевато-ожеженный	
			элювиированный	
			перегнойный	
ОРГАНО- АККУМУЛЯТИВНЫЕ	Серо-гумусовая		элювиированная	
			глинисто-иллювиированная	
			метаморфизированная	
			ожеженная	
ГЛЕЕВЫЕ	Темно-гумусовая		метаморфизированная	
	Глеезем		грубогумусированный	
	Перегнойно-глеевая		ожеженно-грубогумусированная	
ОРГАНОГЕННОГО ПОЧВООБРАЗОВАНИЯ	ТОРФЯНЫЕ	Торфяная олиготрофная глеевая	иловато-торфяная	
СИНЛИТОГЕННОГО ПОЧВООБРАЗОВАНИЯ	АЛЛЮВИАЛЬНЫЕ	Аллювиальная гумусовая глеевая	элювиированная ожеженно-оруденелая	

Разновидности выделены: 1) по гранулометрическому составу – легкосуглинистые, среднесуглинистые, тяжелосуглинистые, глинистые; 2) по степени скелетности – среднескелетные, слабоскелетные.

Следовательно, если сравнить классификацию 1977 г. и 2004 г., то можно отметить, что по Классификации почв 2004 г. идентификация гораздо удобнее и точнее, так как полностью отражает признаки и в некоторой степени свойства того или иного горизонта, что невозможно передать с помощью Классификации 1977 г., и, соответственно, затрудняет определение классификационного положения почвы. Таким образом, на г. Северный Басег, было выделено: 4 ствола, 8 отделов, 15 типов, 17 подтипов. Ниже приводятся примеры названия почв.

Разрез № 18, высота н.у.м. 955 м – сухоторфяно-подбур иллювиально-гумусовый ненасыщенный бескарбонатный мелкоторфянистый лишайниково-чернично-брусничный суглинистый на элювии коренных пород. *Разрез № 32*, высота н.у.м. 655 м – бурозем ожелезненный ненасыщенный бескарбонатный мощный суглинистый сильноскелетный со среднеразвитым профилем на делюво-элювии коренных пород. *Разрез № 29*, высота н.у.м. 613 м – темно-гумусовая метаморфизированная ненасыщенная бескарбонатная среднемошная среднесуглинистая среднескелетная со среднеразвитым профилем на делюво-элювии коренных пород. *Разрез № 39*, высота н.у.м. 374 м – бурозем перегнойный ожелезненный ненасыщенный бескарбонатный мелкий глинистый слабоскелетный со слаборазвитым профилем на делюво-элювии коренных пород. *Разрез № 33*, высота н.у.м. 344 м – аллювиальная гумусовая глеевая элювирированная ожелезненная оруденелая мощная профильно-оглееная легкосуглинистая сильноскелетная с глубокоразвитым профилем на алюво-элювии коренных пород.

В заповеднике «Басеги» состав почвенного покрова довольно разнообразный. Так, под ельниками горно-лесного пояса встречаются почвы структурно-метаморфические (буроземы, буроземы грубогумусовые, темногумусовые), органо-аккумулятивные темногумусовые и серогумусовые, торфяные олиготрофные, торфяные олиготрофные глеевые; в подгольцовом поясе: органо-аккумулятивные серогумусовые, литоземы серогумусовые; в гольцовом поясе: сухоторфяно-литоземы, петроземы, подбуры.

Выявлена пространственная неоднородность почвенного покрова и большое разнообразие почв. Составлен систематический список почв исследуемой территории (табл. 24, 25).

Согласно классификации почв 2004 г. можно определить классификационное положение почв, не привязываясь к высотно-растительным поясам. Знание классификационного положения горных почв позволяет определить структуру почвенного покрова и провести картографирование и составление почвенной карты для территории заповедника «Басеги». Изучение почвенного покрова необходимо продолжить для инвентаризации объектов охраны почв и для верификации субстантивно-профильной классификации почв России.

Таблица 24

Систематический список почв г. Северный Басег

Название почвы	№ разреза, высота н.у.м., м	ЭС*	КС, °	Характер формы рельефа	Порода	Растительность	Горизонты	МП*, см
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Сухоторфяно-подбур иллювиально- гумусовый	Р. 18, 955	Вершина горы	45	Вершина горы. Каменистые россыпи и останцы – участки рельефа в начальной стадии зарастания	Кварцито- песчаники, хлоритовые, хлорито- серицитовые, сланцы и продукты их выветривания	Лишайниковая тундра	TJ-BHF- BF	41
Петрозем	Р. 13, 950	Вершина горы	45	Вершина горы. Каменистые россыпи и останцы – участки рельефа в начальной стадии зарастания		Лишайниковая тундра	O-R	15
Сухоторфяно-литозем	Р. 14, 930	Южный склон	30	Хорошо дренированная платообразная ровная терраса перед резким подъемом.		Кустисто- лишайниковая тундра	TJ-R	25
Бурозем темно- гумусовый грубогумусированный	Р. 30, 900	Южный склон	30	Дренированный крутой участок в верхней части склона горы		БК* чернично- зеленомошное	H ao-AU ₁ -AU ₂ -BM- CLM	75
Бурозем ожелезненный	Р. 8, 800	Южный склон	25	Небольшая ложбина в верхней части склона горы		Небольшая луговина среди БК горлецового	AY ₁ –BM- BM f-CLM	60
Лито-дерново- элювозем ожелезненный	Р. 31, 755	Юго- восточны й	15	Дренированный участок средней крутизны в средней части склона горы		БК чернично- луговикое	Oao-EL-CLMf	33
Литозем темногумусовый ожелезненный	Р. 7, 760	Южный склон	15	Умеренно дренированный выровненный участок в средней части склона горы		БК крупнопоротни ковое	AU f- CLM	13
Серогумусовая элювирированная	Р. 6, 750	Южный склон	20	Умеренно дренированный покатый участок в средней части склона горы		Березове криволесье горлецовое	AU- AY eI - CLM	50
Серогумусовая глинисто- иллювирированная	Р. 5, 700	Южный склон	20	Умеренно дренированный покатый участок в средней части склона горы		Щучково- разнотравный луг	AU- AY i - AY-CLM	56

Продолжение таблицы 24

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Бурозем ожелезненный	Р. 32, 655	Юго-восточный склон	20	Дренированный редколесный покатый участок в средней части склона горы	Кварцито-песчаники, хлоритовые, хлорито-серицитовые, слюдястые сланцы и продукты их выветривания	БК крупнопоротниковое с куртинами лугов	AY ₁ – AY ₂ – AY f-BM-CLM	68
Серогумусовая метаморфизированная	Р. 28, 607	Южный склон	7	Дренированный пологий участок в нижней части склона горы		Полевице-разнотравный луг	AU-AY el-AY m-CLM	45
Темно-гумусовая метаморфизированная	Р. 29, 613	Южный склон	7	Дренированный пологий участок в нижней части склона горы		Куртина луга среди БК горцевого	AU- AJ el- AU m-CLM	74
Серогумусовая ожелезненная	Р. 1, 570	Южный склон	3-5	Слабо дренированный пологий участок в нижней части склона горы. Поверхностный и боковой сток.		Зверобойно-разнотравный луг	AY ₁ – AY ₂ – AY ₃ – AJ-CLM f	66
Бурозем глееватый ожелезненный	Р. 27, 590	Южный склон	5	Слабо дренированный пологий участок в нижней части склона горы		Березово-пихтовый аконитовый лес	AY an-AY g-BM g-CLM f,g	67
Бурозем темногумусовый элювиированный	Р. 19, 565	Западный склон	5	Дренированный пологий участок в нижней части склона горы		Пихтово-еловый крупнопоротниковый лес	AU-BM el-BM-CLM	82
Бурозем темногумусовый темнопрофильный	Р. 20, 575	Западный склон	3	Дренированный пологий участок в нижней части склона горы		Пихтово-еловый аконитовый лес	AU-BM u-BM	37
Бурозем элювиированный	Р. 21, 590	Западный склон	3	Дренированный пологий участок в нижней части склона горы		Пихтово-еловый аконитовый лес	AY el- AU –BM- CLM	41
Бурозем темногумусовый элювиированный	Р. 22, 557	Западный склон	3	Дренированный пологий участок в нижней части склона горы		Пихтово-еловый аконитовый лес	AU-BM el-BM	50
Перегноино-глеевая грубогумусированная ожелезненная	Р. 23, 519	Западный склон	3	Слабо дренированный выровненный участок в нижней части склона горы		Ельник хвощево-сфагновый	H g- G f- G-G CLM	97
Глеезем грубогумусированный	Р. 24, 518	Юго-западный склон	5	Слабо дренированный плоский участок в нижней части склона горы, краевая зона болота	Ельник хвощево-сфагновый	O ao-G-G(CLM)-CLM	70	

Окончание таблицы 24

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Торфяная олиготрофная глеевая иловато-торфяная	Р. 25, 517	Западный склон	3	Слабо дренированный плоский участок в нижней части склона горы, краевая зона болота	Кварцито-песчаники, хлоритовые, хлорито-серицитовые, слюдястые сланцы и продукты их выветривания	Березняк заболоченный	ТО-Т-Т m _r -G	55
Бурозем темно-гумусовый метаморфизированный	Р. 17, 590	Восточный склон	5	Дренированный пологий участок в нижней части склона горы		Пихтово-еловый крупно-папоротниковый лес	AU-AU m-BM ₁ -BM ₂ -CLM	56
Бурозем грубогумусовый элювиированный	Р. 16, 580	Восточный склон	3-5	Слабо дренированный слабопологий участок в нижней части склона горы		Пихтово-еловый аконитовый лес	AO –AY el-BM ₁ -BM ₂ -CLM	54
Бурозем темногумусовый глинисто-иллювиированный	Р. 15, 577	Восточный склон	5	Слабо дренированный пологий участок в нижней части склона горы		Пихтово-еловый аконитовый лес	AU-BM-BM i-CLM	70
Бурозем элювиированный	Р. 9, 430	Северный склон	3	В 2 км от р. Усьва. Слабоприподнятый участок среди вывала деревьев в нижней части склона горы. Близкое залегание грунтовых вод (с 30 см)		Ельник кислично-мелкопапоротниковый	AY –BM ₁ - BM ₂ - BM el-CLM	70
Бурозем элювиированный	Р. 10, 400	Северный склон	3	Грунтовые воды с глубины 100 см. Выровненный участок на пологом склоне в нижней части склона горы		Ельник кислично-мелкопапоротниковый	AO – AY - AY el - BM el-BM-CLM	104
Бурозем глинисто-иллювиированный	Р. 26, 315	Северо-западный склон	3	В 300 м от р. Усьва. Дренированная плоская поверхность в подножии горы		Березняк таволго-разнотравный (приручевый)	AY - BM ₁ -BM ₂ -BM i	67

Примечание: ЭС – экспозиция склона, КС – крутизна склона; МП – мощность профиля; БК - березовое криволесье

Таблица 25

Систематический список почв в районе р. Малый Басег

Название почвы	№ разреза, высота н.у.м., м	ЭС относительно притока р. Басег	КС, °	Характер формы рельефа	Почвообразу ющая порода	Растительность	Горизонты	МП, см
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Аллювиальная гумусовая глеевая элювиированная ожелезненная оруденелая	Р. 33, 344	В, правый берег притока р. Малый Басег.	3	Слабо дренированное участок приручьего понижения на юго-запад к притоку р. Малый Басег, со 100 см грунтовая вода.	Кварцито- песчаники, хлоритовые, хлорито- серицитовые, слюдистые сланцы и продукты их выветривания	Березняк таволго- разнотравный (приручьевый)	AY el,f – AY f – G fn – G ox - G	102
Бурозем темно- гумусовый ожелезненный глееватый	Р. 34, 346	В, правый берег притока р. Малый Басег.	3	Слабо дренированный участок приручьего понижения на юго-запад к притоку р. Малый Басег, со 100 см грунтовая вода.		Березняк таволго- разнотравный (приручьевый)	АН – AU f,m – AY f – BM – BM g- CLM g	100
Бурозем темногумусовый элювиированный глееватый ожелезненный	Р. 36, 347	В, правый берег притока р. Малый Басег.	3	Умеренно дренированный участок пологого склона на юго-запад к притоку р. Малый Басег		Луговина среди березово-елового таволгового (приручьего леса)	АН ao – AU el – BM ₁ – BM ₂ – CLM g,f	80
Бурозем глееватый ожелезненный	Р. 35, 347	В, правый берег притока р. Малый Басег.	3	Умеренно дренированный пологий участок пологого склона на юго-запад к притоку р. Малый Басег		Луговина среди березово-елового таволгового (приручьего леса)	АН – AY-AY g – BM g – BM f	60
Бурозем ожелезненный	Р. 37, 353	В, правый берег притока р. Малый Басег.	3	Умеренно дренированный участок пологого склона на юго-запад к притоку р. Малый Басег		Березово-еловый таволговый (приручьевый лес)	АН – AY- BM f – BM - CLM	70
Бурозем темногумусовый элювиированный	Р. 38, 373	В, правый берег притока р. Малый Басег.	3	Дренированный участок пологого склона на юго-запад к притоку р. Малый Басег		Березово-еловый таволговый (приручьевый лес)	AU i – BM – BM el- CLM	57
Бурозем перегнойный ожелезненный	Р. 39, 374	В, правый берег притока р. Малый Басег.	3	Умеренно дренированный участок пологого склона на юго-запад к притоку р. Малый Басег		Березово-еловый таволговый (приручьевый лес)	AO h – AY ₁ – AY ₂ – BM f - CLM	40

Окончание таблицы 25

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Бурозем грубогумусовый перегнойный	Р. 40, 383	В, правый берег притока р. Малый Басег.	3	Дренированный участок пологого склона на юго-запад к притоку р. Малый Басег	Кварцито- песчаники, хлоритовые, хлорито- серицитовые, сланцы и продукты их выветривания	Березово-еловый таволговый (приручевый лес)	AO h – BM - CLM	40
Литозем темногумусовый ожелезненный потечно-гумусовый	Р. 41, 396	В, правый берег притока р. Малый Басег.	3	Дренированный участок пологого склона на юго-запад к притоку р. Малый Басег		Березово-еловый таволговый (приручевый лес)	AU – CLM f, hi	35
Литозем темногумусовый ожелезненный	Р. 42, 345	З, левый берег притока р. Малый Басег.	3	Умеренно дренированный участок пологого склона на юго-восток к притоку р. Малый Басег		Ельник кислично- мелкопапоротниковый	AU ₁ f – AU ₂ f – CLM f	30
Бурозем ожелезненный	Р. 43, 352	З, левый берег притока р. Малый Басег.	3	Умеренно дренированный участок пологого склона на юго-восток к притоку р. Малый Басег		Ельник кислично- мелкопапоротниковый	AY – AY f – BM f - CLM	76
Литозем грубогумусовый ожелезненный	Р. 45, 363	З, левый берег притока р. Малый Басег.	3	Умеренно дренированный участок пологого склона на юго-восток к притоку р. Малый Басег		Ельник черничник- зеленомошник	AO - CLM f	35
Литозем серогумусовый потечно-гумусовый	Р. 44, 364	З, левый берег притока р. Малый Басег.	3	Дренированный участок пологого склона на юго-восток к притоку р. Малый Басег		Ельник черничник- зеленомошник	AY hi – CLMhi	30

Примечание: ЭС – экспозиция склона; В – восточное направление; З – западное направление; КС – крутизна склона; МП – мощность профиля

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Почвообразование в горах имеет ряд особенностей в сравнении с равнинными территориями. К главным из них относят одновременное протекание процессов почвообразования и выветривания, что приводит к постоянному омоложению почвенных горизонтов, следовательно, к непостоянству и разнообразию свойств горных почв.

Территория заповедника «Басеги» характеризуется распространением малонарушенных растительных сообществ в условиях высотной поясности – ельники, пихтово-еловые высокотравные леса, субальпийские луга, березовое криволесье, кустисто-лишайниковая тундра.

В почвенном покрове территории в верхней части склонов формируются слаборазвитые почвы (петроземы), альфегумусовые (подбуры); на хорошо дренированных частях склонов – буроземы; на участках с затрудненным дренажом – глееземы и торфяные олиготрофные глеевые почвы. В пойме притока р. Малый Басег формируются аллювиальные гумусовые глеевые почвы в комплексе с буроземами. Различные типы почв отдела литоземов характерны для всех высотных поясов, так как отдел объединяет почвы мощностью менее 30 см, с профилем, состоящим из органогенного или гумусового горизонта.

Таким образом, на примере почвенного покрова г. Северный Басег установлена высокая сложность структуры почвенного покрова на территории заповедника.

Выявлены морфологические особенности горных почв Среднего Урала: укороченный профиль (мощностью от 13 до 104 см), слабая дифференциация и метаморфическая трансформация почвенного профиля, проявление признаков окислительно-восстановительных условий, отсутствие морфологических признаков оподзоливания, присутствие большого количества щебня.

Особенности физических свойств проявляются в формировании различных типов профиля по содержанию щебня, гранулометрическому составу, магнитной восприимчивости. Оценка физических свойств позволила выделить почвы с погребенными горизонтами; почвы с преобладанием почвообразования над выветриванием и почвы, где процессы выветривания нивелируют первичное почвообразование.

Особенности химических свойств горных почв заключаются в следующем: очень кислая реакция среды; высокая гидролитическая кислотность.

В горных почвах для оксидов алюмосиликатов и силикатов выделяются элювиальный и элювиально-иллювиальный типы профилей с различным проявлением элювиальности и иллювиальности. Для группы элементов биогенного характера, накапливающихся за счет растительности выделяется аккумулятивный тип распределения профиля. Распределение валовых форм оксидов по профилю почв зависит от сочетания процессов в почвах, независимо от высоты местности. Валовой состав обнаруживает однородность состава всех ее горизонтов, что говорит об отсутствии

процессов оподзоливания; высокое содержание валового железа (среднее для всех почв – 6 %), с преобладанием силикатных соединений в составе, что позволяет диагностировать процесс буроземообразования. Сопоставив содержание элементов в верхних и нижних горизонтах почв по частоте встречаемости, можно заключить, что особенностью данных почв является высокое содержание титана, кремния, серы, фосфора, а также алюминия и железа в пределах всего профиля. Повышенные содержания этих элементов не имеют техногенной природы.

Анализ парной взаимосвязи оксидов элементов по высотно-растительным поясам показал, что они различны, так как в каждом поясе выделяются пары элементов, формирующие геохимическую обстановку в ландшафте. Кроме того, выделяются кластеры химических элементов, различные для горно-лесного и гольцово-подгольцового поясов.

Характеристика группового состава гумуса показала, что горные почвы Среднего Урала имеют специфические особенности: значительное пространственное варьирование показателей качественного состава гумуса; растянутый гумусовый профиль; кислая и незрелая природа гумусовых веществ; отмечается влияние абсолютной высоты и экспозиции склонов на условия гумусообразования.

Выявлена пространственная неоднородность почвенного покрова и большое разнообразие почв. На основе классификации почв России 2004 г. составлен систематический список почв для территории заповедника «Басеги». Выделено: 4 ствола, 8 отделов, 15 типов, 17 подтипов почв.

В результате изучения почвенного покрова заповедника впервые для горной части Пермского края выделены типы почв: петроземы, подбуры, элювоземы. Кроме того, доказано, что подзолистые почвы в пределах хребта Басеги не встречаются, хотя ранние исследования низкогорий предполагали обратное. Таким образом, существующая почвенная карта Пермского края требует уточнения в отношении почвенного покрова горной части.

В результате разностороннего изучения свойств горных почв, высказывается предположение о полигенетичности почв и наличии палеогоризонтов в профиле почв, что указывает на смену экологических условий в процессе формирования горных почв на Среднем Урале.

Результаты исследования физических, физико-химических, химических свойств, группового состава гумуса, геохимических показателей почв на территории заповедника с точной географической привязкой, могут в дальнейшем послужить основой для организации постоянных стационарных площадок для проведения мониторинга свойств почв для всей территории заповедника «Басеги».

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ

1. Александрова Л.Н., Найденова О.А. Лабораторно-практические занятия по почвоведению: 4-е изд., перераб. и доп. Л.: Агропромиздат. Ленинград. отд-ние., 1986. 295 с.
2. Алексеев А.О., Алексеева Т.В. Особенности оксидогенеза железа в условиях степной зоны // Почвенные процессы и пространственно-временная организация почв / Под. ред. В.Н. Кудеярова: ИФХиБПП РАН. М.: Наука, 2006. С. 312-328.
3. Алиева М.М. Гумусное состояние основных почв Гобустанского массива Азербайджана. // Гуминовые вещества в биосфере: труды IV всерос. конф., Москва, 19-21 дек. 2007. СПб.: СПбГУ, 2007. С. 560-568.
4. Антипов-Каратаев И.Н. О бурых лесных и коричневых почвах // Почвоведение. 1947. № 12. С. 697-703.
5. Антипов-Каратаев И.Н., Антипова-Каратаева Т.Ф. О горно-лесных и горно-луговых почвах района Теберды Северного Кавказа // Тр. Почвенного ин-та им. В.В. Докучаева. М., 1936. Т. 13. С. 367-398.
6. Антипов-Каратаев И.Н., Прасолов Л.И. Почвы Крымского государственного лесного заповедника и прилегающих местностей // Тр. Почвенного ин-та им. В.В. Докучаева. 1932. Т. 7. 280 с.
7. Антонова З.П., Скалабан В.Д., Сучилкина Л.Г. Определение содержания в почвах гумуса // Почвоведение. 1984. № 11. С. 130-133.
8. Афанасьева Т.В., Василенко В.И., Терешина Т.В., Шеремет Б.В. Почвы СССР. М.: Изд-во Мысль, 1979. 380 с.
9. Бабанин В.Ф., Трухин В.И., Карпачевский Л.О., Иванов А.В., Морозов В.В. Магнетизм почв. М.: Ярославль, 1995. 222 с.
10. Баландин С.В., Ладыгин И.В. Флора и растительность хребта Басеги // «Средний Урал», Институт экологии растений и животных УРО РАН. Пермь, 2002. С. 3.
11. Богатырев К.П. Дерновые горно-лесные почвы, как особая географическая форма высокогорного почвообразования // Почвоведение. 1947. № 12. С. 704-714.
12. Богатырев К.П., Ногина Н.А. Почвы горного Урала // Тр. Почв. ин-та АН СССР. 1962. С. 5-48.
13. Богатырев К.П. О некоторых особенностях развития почв горных стран // Почвоведение. 1946. № 8. С. 492-500.
14. Бурангулова М.Н., Мукатанов А.Х., Курчеев П.А. Горные почвы Башкирии // Почвы Башкирии. Уфа, 1973. Т.1. С. 405-437.
15. Быковская Т.К., Ковалева Н.О. Горные почвы Карачаево-Черкесии: монография. М: МГИУ, 2010. 164 с.
16. Вадюнина А.Ф., Бабанин В.Ф. Магнитная восприимчивость некоторых почв СССР // Почвоведение. 1972. № 10. С. 55-66.
17. Важенин И.Г. и др. Измерение магнитной восприимчивости почвенного покрова техногенными выбросами / И.Г. Важенин, Ю.Н. Водяницкий, В.И. Кулешов, Н.М. Фалева, С.Е. Сорокин // Бюл. Почвенного ин-та им. Докучаева. М., 1988. Т. 42. С. 38-42.

18. Васильев А.А. Гидрологический режим, свойства и диагностика дерново-подзолистых поверхностно-оглеенных почв на покровных отложениях Предуралья: автореф. дис.... канд. с-х наук. М., 1994. 20 с.
19. Васильев А.А., Чащин А.Н. Тяжелые металлы в почвах города Чусового: оценка и диагностика загрязнения: монография. М-во с.-х. РФ, ФГБОУ ВПО Пермская ГСХА. Пермь: ФГБОУ ВПО Пермская ГСХА, 2011. 197 с.
20. Вернандер Н.Б. Почвы Закарпатской области УССР // Почвоведение. 1947. № 6. С. 321-329.
21. Вернандер Н.Б. и др. Почвы УССР. К.: Госсельхозиздат УССР, 1951. 327 с.
22. Владыченский А.С. Классификация почв горных систем: история развития и современные проблемы // В сб.: Материалы конференции (6-12 сентября 2010 года) «Современные почвенные классификации и проблемы их региональной адаптации». Владивосток.: Дальневост-е отд. РАН. Биолого-почвенный институт, 2010 г. С. 7-10.
23. Владыченский А.С. Особенности горного почвообразования. М.: Наука, 1998. 190 с.
24. Владыченский А.С., Богомолов Е.Г., Абысова О.Н. Строение почвенного покрова высокогорий в горных системах суббореального и бореального поясов // Почвоведение. 2004. № 12. С. 1519-1526.
25. Владыченский А.С., Боровкова Е.М. Гумус горно-лесных почв северо-западного Кавказа // Почвоведение. 1986. № 3 С.73-80.
26. Владыченский А.С., Розанов Б.Г. Особенности гумусообразования и гумусного состояния горных почв // Почвоведение. 1986. № 3. С. 73-80.
27. Водяницкий Ю.Н. Оксиды железа и их роль в плодородии почв. М.: Наука, 1989. 160 с.
28. Водяницкий Ю.Н. Химия и минералогия почвенного железа. М.: Почвенный институт им. В.В. Докучаева РАСХН, 2002. 236 с.
29. Водяницкий Ю.Н. Химия и минералогия почвенного железа. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, 2003. 236 с.
30. Водяницкий Ю.Н., Васильев А.А., Лобанова Е.С. Загрязнение тяжелыми металлами и металлоидами почв г. Перми // Агротехника. 2009. № 4. С. 60-68
31. Волобуев В.Р. Почвы и климат. Баку.: изд. АнАз ССР, 1953. 259 с.
32. Вологжанина Т.В., Москвитин Н.А., Бутенко В.Ф. Почвенно-географическое районирование и структура почвенного покрова Пермской области // Научные основы повышения плодородия почв. Межвуз. сборник научных трудов. Пермский СХИ. Пермь, 1982. С. 3-8.
33. Воробьева Л.А. Химический анализ почв: Учебник. М.: Изд-во МГУ, 1998. 272 с.
34. Воронов Г.А., Никулин В.Ф., Акимов В.А., Баландин С.В. Заповедник «Басеги» // Заповедники Европейской части РСФСР. Ч. 1. М., 1988. С. 248-264.

35. Воскресенский С.С., Леонтьев О.К., Спиридонов А.И. [и др.]. Геоморфологическое районирование СССР и прилегающих территорий: учеб. пособие. М.: Высшая школа, 1980. 343 с.
36. Вострокнутов Г.А. Временное методическое руководство по проведению геохимических исследований при геоэкологических работах / Г. А. Вострокнутов. Екатеринбург: Уралгеология, 1991. 137 с.
37. Ганжара Н.Ф., Борисов Б.А., Байбеков Р.Ф. Практикум по почвоведению. М.: Агроконсалт, 2002. 280 с.
38. Герасимов И.П. Бурые лесные почвы в СССР, Европейских странах и в США // Почвоведение. 1959. № 7. С. 61-68.
39. Герасимов И.П. Мировая почвенная карта и общие законы географии почв // Почвоведение. 1945. № 3-4. С. 152-161.
40. Герасимов И.П. Нерешенные проблемы горного почвоведения // Тезисы докл. VI Делегатского ВОП. Тбилиси, 1981. Т. 4. С. 97-98.
41. Герасимов И.П. О типах почв горных стран и вертикальной почвенной зональности // Почвоведение. 1948. № 11. С. 661-669.
42. Гилев, В.Ю. Оксидогенез и редуктогенез в почвах на элювии и делювии пермских глин Среднего Предуралья: автореф. дис. ... канд. с.-х. наук : 06.01.03, 03.00.27 / Гилев В. Ю.. Москва, 2007. 22 с.
43. Гиляров М.С. Зоологический метод диагностики почв. М.: Наука, 1965. 102 с.
44. Главатских Л.К. Минералогический состав горно-таежных почв северного Урала // Тр. Пермского ГСХИ им. ак. Д.Н. Прянишникова. 1971. С. 35-42.
45. Глазовская М.А. Почвы горных областей Казахстана // Изв. АН Кав ССР., сер. почвов. 1949. Вып. 14. № 52. С. 191-220.
46. Глазовская, М.А. Геохимия природных и техногенных ландшафтов СССР / М.А. Глазовская. М.: Высшая школа, 1988. 328 с.
47. Глазовская М.А. Почвенно-химическое районирование Нечерноземной зоны для целей охраны почв от загрязнения // Вопросы географии. 1978. № 108. С. 127-138.
48. Голубчиков Ю.Н. География горных и полярных стран. М.: МГУ, 1996, 304 с.
49. Горчаковский П.Л. Растительный мир высокогорного Урала. М.: Наука, 1975. С. 13-67.
50. ГОСТ 26 207-84. Почвы. Определение подвижных форм фосфора и калия по методу Кирсанова // Почвы. Методы анализа. М.: Изд-во стандартов, 1984. С. 19-24.
51. ГОСТ 26 212-91. Почвы. Определение гидролитической кислотности по методу Каппена // Почвы. Методы анализа. М.: Изд-во стандартов, 1991. С. 46-50.
52. ГОСТ 26 268-89. Почвы. Определение гигроскопической влаги // Почвы. Методы анализа. М.: Изд-во стандартов, 1989. С. 38-40.
53. ГОСТ 26 483-85. Почвы. Определение рН солевой вытяжки, обменной кислотности, обменных катионов // Почвы. Методы анализа. М.: Изд-во стандартов, 1985. С. 45-50.

54. Градобоев Н.Д. Горные почвы кедровых лесов Алтая. // Труды по лесному хозяйству Сибири. 1958. Вып.4. Новосибирск.

55. Градобоев Н.Д. Почвы лиственничных лесов Сибири (Алтай, Кузнецкий Алатау и Тува) // Труды по лесному хозяйству Сибири. 1955. Вып. 2. – Новосибирск.

56. Грачева Р.Г., Таргульян В.О. Макро- и мезоморфологическая диагностика почв и элементарных почвенных процессов в ряду бурозем-подбур // Почвообразование и выветривание в гумидных ландшафтах. М.: Наука, 1978. С. 103-122.

57. Грачева Р.Г., Таргульян В.О. Почвенный покров Сихотэ-Алинского заповедника и некоторые аспекты почвенного мониторинга // Охраняемые природные территории Советского Союза, их задачи и некоторые итоги исследований: Мат-лы конгресс по биосферным заповедникам. М., 1983. С. 223-229.

58. Данилова М.М. Геоботанические районы Пермской области // Доклады 4-го Всеуральского совещания по физико-географич. и экономико-географич. районированию. Пермь, 1958. С. 1-5.

59. Дегтева С.В., Виноградова Ю.А. и др. Биоразнообразие пойменных экосистем р. Ильич (предгорья Северного Урала) // Горные экосистемы и их компоненты: Материалы IV Международной конференции, посвященной 80-летию основателя ИЭГТ КБНЦ РАН чл.-корр. РАН А.К. Темботова и 80-летию Абхазского государственного университета, Сухум (Абхазия), 10-14 сентября, 2012. С. 12.

60. Дедков В.С., Павлова Т.С. Структура почвенного покрова как основа почвенного районирования западных предгорий Среднего Урала // Серые лесные почвы Предуралья и их рациональное использование. Свердловск, 1982. С. 40-57.

61. Дмитриев Е.А. Математическая статистика в почвоведении // Учебник. М.: Книжный дом «ЛИБРОКОМ», 2009. 328 с.

62. Добровольский Г.В. Избранные труды по почвоведению. Т.2: Генезис и география почв России и сопредельных стран. М.: Изд-во МГУ, 2005. С. 397-412.

63. Добровольский Г.В., Чернова О.В., и др. Почвенный покров охраняемых территорий. Состояние, степень изученности, организация исследований // Почвоведение. № 6. 2003. С. 645-655.

64. Докучаев В.В. К учению о зонах природы. Горизонтальная и вертикальная почвенные зоны. Спб: типография Спб. Градоначальства, Миллионная, 1898. 29 с.

65. Дымов А.А., Дубровский Ю.А., Габов Д.Н. Пирогенные изменения подзолов иллювиально-железистых (средняя тайга, республика Коми) // Почвоведение. 2014. № 2. С. 144-154.

66. Дымов А.А., Жангуров Е.В. Морфолого-генетические особенности почв кряжа Енганэпэ (Полярный Урал) // Почвоведение. 2011. № 5. С. 515-524.

67. Дымов А.А., Жангуров Е.В., Дубровский Ю.А. Почвы и растительность горно-тундрового пояса северной части Приполярного

Урала (Национальный парк Югд Ва) // Горные экосистемы и их компоненты: Материалы IV Международной конференции, посвященной 80-летию основателя ИЭГТ КБНЦ РАН чл.-корр. РАН А.К. Темботова и 80-летию Абхазского государственного университета, Сухум (Абхазия), 10-14 сентября, 2012. С. 14-15.

68. Дюшофур Ф. Основы почвоведения. Эволюция почв (опыт изучения динамики почвообразования). М.: Изд-во Прогресс, 1970. 591 с.

69. Ерёмченко О.З., Филькин Т.Г., Шестаков И.Е. Редкие и исчезающие почвы Пермского края. Пермь: Пермское книжное издательство, 2004. 92 с.

70. Жангуров Е.В., Дубровский Ю.А., Дымов А.А. Характеристика почв и растительного покрова высотных поясов хребта Малды-Нырды (Приполярный Урал) // Известия Коми научного центра УрО РАН. Сыктывкар, 2012. Вып. 4 (12). С. 40-48.

71. Жарикова Е.А. Железисто-метаморфические почвы Дальнего Востока // В сб.: Материалы конференции (6-12 сентября 2010 года) «Современные почвенные классификации и проблемы их региональной адаптации». Владивосток.: Дальневост.-е отд. РАН. Биолого-почвенный институт, 2010 г. С. 61-63.

72. Заповедники Европейской части РСФСР / Под ред. В.Е. Соколова, Е.Е. Сыроечковского // Заповедники СССР. Ч. 1. М.: изд-во «Мысль», 1988. С. 249-259.

73. Захаров С.А. К характеристике высокогорных почв Кавказа // Изв. Константиновского межевого института. Вып. 5. 1914. 368 с.

74. Захаров С.А. О некоторых спорных вопросах горного почвоведения // Почвоведение. 1948. № 6. С. 347-356.

75. Захаров С.А. Почвообразователи и почвы Азербайджана // Мат. По райониров. АзССР.: Тр. Азерб. Почв. эксп. Баку, 1927. Т. 2. С. 134-278.

76. Захаров С.А. Почвы горных районов СССР // Почвоведение. 1937. № 6 С. 810-848.

77. Зинатулина А.Р., Самофалова И.А. Типы и характер распределения валовых форм оксидов в профиле горных почв в заповеднике «Басеги» // Фундаментальные и прикладные исследования в биологии и экологии: материалы регион. науч. конф. Пермский гос. нац. иссл. ун-т. Пермь, 2013. С. 159-162.

78. Зонн С.В. Буроземообразование и псевдоподзоливание и подзолообразование // Почвоведение. 1966. № 7. С. 5-14.

79. Зонн С.В. Влияние леса на почвы. М.: Изд-во АН СССР, 1954. 160 с.

80. Зонн С.В. Горно-лесные почвы Северо-Западного Кавказа. М.: Изд-во АН СССР, 1950. 333 с.

81. Зонн С.В. Железо в почвах. М.: Наука, 1982. С. 207.

82. Зонн С.В. Особенности аллитного почвообразования на островах Приморья и Дальнего Востока // Изучение и освоение природной среды. М.: Наука, 1976. С. 125-137.

83. Зонн С.В. Особенности почвообразования и главные генетические типы почв Кубы // Генезис и география почв зарубежных стран по исследованиям советских почвоведов. М.: Наука, 1968. С. 53-153.

84. Зонн С.В. Почвы Дагестана // Сельское хозяйство Дагестана. М.: Изд-во АН СССР, 1940. С. 97-156.
85. Зонн С.В., Герасимов И.П. Краткий почвенно-географический очерк Кабардинской АССР. М., Л.: Изд-во АН СССР, 1946. С. 325-362.
86. Зонн С.В., Ерошкина А.Н., Карманова Л.А. О группах и формах железа как показателя генетических различий почв // Почвоведение. 1976. № 10. С. 145-158.
87. Зонн С.В., Урушадзе Т.Ф. Научные основы и методические указания к биогеоценологическому изучению почв горных лесов. Тбилиси: Мецниереба, 1974. 113 с.
88. Иванов А.В. Магнитное и валентное состояние железа в твердой фазе почв: автореф. дис.... д-ра. биол. наук / А.В. Иванов. М., 2003. 41 с.
89. Иванов Г.И. Почвообразование на юге Дальнего Востока. М.: Наука, 1976. 254 с.
90. Иванов Г.И. Почвы горных хвойно-широколиственных лесов Южного Приморья // Комаровские чтения. Владивосток, 1957. Вып. 6. С. 55-87.
91. Иванов Г.И. Экологические условия и генезис почв Приморья и Приамурья // Генезис, химия и биология почв Приморья и Приамурья. Владивосток: ДВО АН СССР, 1987.
92. Иванов Г.И., Днепровская Л.В., Коломеец И.И. Изменение минеральной части почв при буроземо- и подзолообразовании на плотных породах в Приморье // Почвы зоны БАМ. Новосибирск, 1979. С. 230-237.
93. Иванов Н.Н. Ландшафтно-климатические зоны земного шара // Зап. геогр. об-ва. Нов. сер. 1948. Т. 1. 224 с.
94. Иванова Е.Н. Горно-лесные почвы Среднего Урала // Труды Почвенного ин-та АН СССР, 1949. Т. 30. С. 168-193.
95. Иванова Е.Н. Почвы Урала // Почвоведение. 1947. № 4. С. 213-227.
96. Иванова Т.П. и др. О возможности применения магнитометрических способов диагностики почв при крупномасштабном почвенном обследовании // Тез. докл. науч-произв. конф. проф-препод. коллектива. Ижевск, 1995. С. 5-6.
97. Ивлев А.М. Особенности генезиса и биогеохимии почв Сахалина. М.: Наука, 1977. 142 с.
98. Ильина Л.С., Карпачевский Л.О., Щеголькова Н.М. Теория буроземообразования и лесные почвы Сихотэ-Алиня // Почвообразование в лесных биогеоценозах. М.: Наука, 1989. С. 12-22.
99. Ильина Л.С., Кринари Г.А., Карпачевский Л.О., Морозов В.П. Аэральный привнос минеральных веществ в лесные почвы Сихотэ-Алиня // Почвоведение. 1993. № 3. С. 5-14.
100. Исаченко Т.И., Лаврененко Е.М. Ботанико-географическое районирование // Растительность Европейской части РСФСР. Л., 1980. С. 10-20.
101. Калмыкова В.Г. Некоторые особенности горных почв в связи с природной средой // Изв. ВГО. 1970. Т. 102. Вып. 2. С. 15-21.

102. Каменских П.А. «Диагностические признаки и свойства почв на территории ГПЗ «Басеги» Пермского края»: Дипломная работа / П.А. Каменских. Пермь: ФГБОУ ВПО «Пермская ГСХА», 2012. 72 с.
103. Канисев Г.Н. О горно-лесных примитивно-аккумулятивных почвах западного склона Среднего Урала // Вопросы почвоведения и агрохимии. Тр. Пермского СХИ. Пермь. 1964. Т. 22. С. 175-188.
104. Карпачевский Л.О. Некоторые особенности почвообразования в условиях Камчатки // Почвоведение. 1965. № 11. С. 1-10.
105. Карпачевский Л.О. О влиянии различных древесных пород на вулканические почвы Камчатки // Почвоведение. 1963. № 12. С. 7-19.
106. Карпачевский Л.О. Пестрота почвенного покрова и ее связь со структурой лесного биогеоценоза: автореф. дис. д-ра биол. н. М.: МГУ, 1972. 66 с.
107. Карпачевский Л.О. Почвообразование в горах Сихотэ-Алиня. – М.: ГЕОС, 2012. 138 с.
108. Карпачевский Л.О., и др. Почвы Камчатки. М.: ГЕОС, 2009. 224 с.
109. Карпачевский Л.О., и др. О формировании глинистых ожелезненных почвообразующих пород из пеплов при гидротермальном воздействии в Кроноцком заповеднике // Почвоведение. 1989. № 6. С. 17-24.
110. Карпачевский М.Л., Шевченко Е.М. Соотношение литогенных и ценогенетических факторов при формировании бурых лесных почв Среднего Урала // Почвоведение. 1997. № 1 С. 22-30.
111. Качинский Н.А. Почва, её свойства и жизнь. М.: Наука, 1975. 296 с.
112. Классификация и диагностика почв России / сост. Д.В. Тонконогов. Смоленск: Ойкумена, 2004. 342 с.
113. Классификация и диагностика почв СССР / сост. В.В. Егоров, В.М. Фридланд. М.: Колос, 1977. 225 с.
114. Ковалева Н.О. Горные почвы Евразии как палеоклиматический архив позднеледникового и голоцена: автореферат дис. докт. биол. н. М., 2009. 49 с.
115. Ковалева Н.О. Горные почвы как архив палеоэкологической информации // Почвы в биосфере и жизни человека: монография. М.: ФГБОУ ВПО МГУЛ, 2012. С. 135-182.
116. Ковда В.А. Основы учения о почвах. М.: Наука, 1973. Т. 1. 447 с. Т. 2. 468 с.
117. Ковриго В.П. Почвы Удмуртской Республики: монография / В.П. Ковриго. Ижевск: РИО Ижевская ГСХА, 2004. 490 с.
118. Кононова М.М. Органическое вещество почвы, его природы, свойства и методы изучения. М.: 1963. 314 с.
119. Кононова М.М. Проблемы почвенного гумуса и современные задачи его изучения. М.: Ак. наук СССР, 1951. 392 с.
120. Координация экомониторинга в ООПТ/ Сборник научных трудов. Екатеринбург: Изд. «Екатеринбург», 2000. 252 с.
121. Копосов Г.Ф. Генезис почв гор Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1983. 256 с.

122. Коротаев Н.Я. Почвы Пермской области. Пермь, 1962. С. 247-268.
123. Косарева Ю.М. Эволюция почв высокогорной части Хибинского массива в голоцене: автореферат дис. канд. биол. н. М., 2009. 26 с.
124. Коснырева М.В. Разработка комплекса геофизических методов для решения прикладных задач почвенного картирования: автореф. дис.... канд. г-м. наук. М., 2007. 22 с.
125. Костенков Н.М., Ознобихин В.И. Почвы и почвенные ресурсы юга Дальнего Востока и их оценка // Почвоведение. 2006. № 5. С. 517-526.
126. Кошовская О.С. Кислотность почв ландшафтов Северного Сихотэ-Алиня. /Труды второй международной научно-практ. конференции молодых ученых «Индикация состояния окружающей среды»: сборник статей. М.: ООО «Буки-Веди», 2013. 480 с.
127. Краснощеков Ю.Н. Почвенный покров горных лесов Восточного Прихубсугулья в Монголии // Почвоведение. 2008. № 7. С. 793-804.
128. Краснощеков Ю.Н. Структура вертикальной почвенной поясности и почвы лесных ландшафтов Северной Монголии // Почвоведение. 1996. № 4. С. 401-410.
129. Ларионова (Хайрулина) Е. А., Ворончихина Е.А. Особенности атмотехногенного воздействия на горные экосистемы заповедного режима // Труды Международной конференции «Горные экосистемы и их компоненты». Т.2. Нальчик: изд-во КБНЦ РАН, 2005. С. 9-12.
130. Ларионова Е. А., Ворончихина Е.А. Влияние техногенного загрязнения на заповедные территории Пермской области // Геохимическая экология и биогеохимическое изучение таксонов биосферы: Материалы четвертой Российской биогеохимической школы (3-6 сентября 2003 г.)/ Отв. ред. В. В. Ермаков. М.: Наука, 2003. С. 149-150.
131. Летопись Природы «Заповедник «Басеги». Гремячинск, 1987.
132. Летопись Природы «Заповедник «Басеги». Гремячинск, 1997.
133. Летопись Природы «Заповедник «Басеги». Гремячинск, 2000.
134. Летопись Природы «Заповедник «Басеги». Гремячинск, 2008.
135. Летопись Природы «Заповедник «Басеги». Гремячинск, 2010.
136. Леушина Н.Р. Основные климатические показатели по метеопосту Коростелевка заповедника «Басеги» // Природа Басег: 30 лет охраны и научных исследований. Пермь, 2012. С. 61-71.
137. Ливеровский Ю.А. К генезису горно-луговых почв // Почвоведение. 1945. № 2. С. 83-101.
138. Ливеровский Ю.А. К географии и генезису бурых лесных почв // Вопросы генезиса и географии почв / Тр. Почвенного ин-та АН СССР, 1948. Т. 27. С. 109-132.
139. Ливеровский Ю.А. О вулканических пепловых почвах Камчатки // Почвоведение. 1971. № 6. С. 3-11.
140. Ливеровский Ю.А. Палеопочвоведение (некоторые проблемы, использованные в палеогеографическом и стратиграфическом аспектах) // Вестник МГУ, 1973. № 4. С. 28-34.
141. Ливеровский Ю.А. Почвы Амурской лесостепи // Почвоведение. 1947. № 7. С. 385-399.

142. Ливеровский Ю.А. Почвы Камчатки // Камчатский сборник. Т. 1. М. Л.: Изд-во АН СССР, 1940. С. 83-101.
143. Ливеровский Ю.А. Почвы СССР. М.: Мысль, 1974. 462 с.
144. Ливеровский Ю.А. Проблемы генезиса и географии почв. М.: Изд-во Наука, 1987. 248 с.
145. Ливеровский Ю.А., Корнблум Э.А. Зональность почвенного покрова предгорных территорий // Изв. АН СССР. Сер. географ. 1960. № 3. С. 34-41.
146. Ливеровский Ю.А., Рубцова Л.П. Таежные почвы Приамурья // Генезис и география почв. М.: Наука, 1966. С. 140-156.
147. Лоскутова Н.М., Наумкин Д.В. Научно-исследовательская деятельность заповедника «Басеги» за 30-летний период его существования // Природа Басег: 30 лет охраны и научных исследований: сборник статей, посвященный 30-летию заповедника «Басеги» / Труды ГПЗ "Басеги". Вып. 2. – Пермь, Изд-во Богатырев П.Г., 2012. С. 11-23.
148. Лоскутова Н.М. Басеги – страна заповедная. Пермь: Издательство «Курсив», 2003. 180 с.
149. Лузянина О.А. Валовой состав почв горно-таежной зоны Урала // Материалы IV съезда Общества почвоведов им. В.В. Докучаева, Всероссийская с международным участием научная конференция «Почвы России: современное состояние, перспективы изучения и использования (Петрозаводск – Москва, 2012). Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 13-18 августа, 2012. Кн. 2 . С. 106-108.
150. Лузянина О.А. Групповой состав соединений железа в почвах заповедника «Басеги» // Материалы Международной научно-практической конференции «Молодежная наука 2013: технологии, инновации», Пермь, 14-15 марта, 2013. С. 180-184.
151. Лузянина О.А. Закономерности варьирования содержания свинца в почвах в условиях высотной поясной структуры горных экосистем заповедника «Басеги» // Международная научно-практическая конференция «Аграрная наука XXI века. Актуальные исследования и перспективы». г. Санкт-Петербург, 21-22 февраля, 2013. С. 23-25.
152. Лузянина О.А. Изменение качественного состава гумуса в зависимости от высоты местности // Материалы конференции « 65-я Международная научно-практическая конференция РГАУ-МСХА имени К.А. Тимирязева, посвященная 125-летию со дня рождения академика Н.И. Вавилова», Москва, 13-16 марта, 2012. С. 43-45.
153. Лузянина О.А. Магнитная восприимчивость горных почв Среднего Урала (на примере заповедника «Басеги») // Горные экосистемы и их компоненты: Материалы IV Международной конференции, посвященной 80-летию основателя ИЭГТ КБНЦ РАН чл.-корр. РАН А.К. Темботова и 80-летию Абхазского государственного университета, Сухум (Абхазия), 10-14 сентября, 2012. С. 19.
154. Лузянина О.А. Почвенно-экологический мониторинг на территории ГПЗ «Басеги» Пермского края: Магистерская диссертация. Пермь: ФГОУ ВПО «Пермская ГСХА», 2013. 135 с.

155. Лузянина О.А. Состав и свойства горных почв западного склона Среднего Урала (на примере хребта Басеги): Дипломная работа. Пермь: ФГОУ ВПО «Пермская ГСХА», 2010. 84 с.
156. Лузянина О.А., Самофалова И.А. Мониторинг гумусного состояния почв (на примере заповедника «Басеги») // Известия Самарского научного центра Российской академии наук. 2013. Т. 15. № 3(4). С. 1349-1353.
157. Лукшин А.А. и др. Магнитная восприимчивость основных типов почв Удмуртской АССР // Почвоведение. 1968. № 1. С. 93-98.
158. Лютин А.А., Главатских Л.К., Каменских Е.М. К географии почв северо-восточной части Вишерского бассейна // Доклады Пятого Всеуральского совещания по вопросам географии и охраны природы Урала. Пермь, 1959. с.
159. Макаревич Р.А. Оптические свойства гуминовых и фульвокислот некоторых бурых горно-лесных почв Приморья // Вестник МГУ, сер. Почвоведение. 1978. № 1. С. 54-60.
160. Макаревич Р.А. Состав гумуса некоторых бурых горно-лесных почв Приморья // Вестник МГУ, сер. Почвоведение. 1977. № 4. С. 22-28.
161. Макеев О.В. Дерновые таежные почвы юга Средней Сибири Улан-Удэ: Бурятское кн. изд-во, 1959. 347 с.
162. Максимович Г.А. Опыт геоморфологического районирования Пермской области // Записки Пермского отдела Географического общества СССР. Пермь, 1960. Вып. 1. С. 10-22.
163. Мамонтова Н.В. Элементный состав горных почв на территории ГПЗ «Басеги» Пермского края: Магистерская диссертация. Пермь: ФГОУ ВПО «Пермская ГСХА», 2014. 127 с.
164. Мамытов А.М. Почвы Киргизской ССР. Фрунзе: Илим, 1974. С. 41-56.
165. Мартынов В.П. Почвы горного Прибайкалья. Улан-Удэ: Бурятское кн. изд-во, 1965. 165 с.
166. Маулина Е.Р. Гумусное состояние горных почв в заповеднике "Басеги" // Материалы Международной научной конференции XV Докучаевские молодежные чтения "Почва как природная биогеогеомембрана", 1-3 марта 2012 года, Санкт-Петербург. С. 234-235.
167. Маулина Е.Р. Классификационное положение горных почв как особенных природных образований (на примере ФГУ ГПЗ «Басеги»): Дипломная работа. Пермь: ФГОУ ВПО «Пермская ГСХА», 2011. 100 с.
168. Маулина Е.Р., Лузянина О.А. Физико-химические свойства горных почв заповедника «Басеги» // Материалы Всероссийской научно-практической конференции «Молодежная наука 2010: технологии, инновации», Пермь, март, 2010. С. 217-220.
169. Михайлов Д.Я., Козлов Н.С. Специфические черты горного почвообразования в Северном Тянь-Шане // Тр. Киргизск.. СХИ, сер. экон. и агрон. 1961. Т. 1. Вып. 2. С. 78-112.
170. Михайлова Р.П. Бурые грубогумусные ненасыщенные почвы Урала // Тр. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. 1977. С. 87-142.

171. Михайлова Р.П. Микроморфологические и химические особенности бурых грубогумусных почв центрально-горной полосы Среднего Урала // Почвоведение. 1976. № 5. С. 18-28.
172. Михайлова Р.П., Градусов Б.П. Химико-минералогический состав илистых фракций горных среднетаежных почв Урала // Почвоведение. 1969. № 6. С. 96-107.
173. Михайловская О.Н. О генезисе бурых лесных почв Закавказья // Почвы советских субтропиков. Тбилиси. Изд-во сов. сек. МАП, 1936. Т. 13.
174. Михеев А.А. Горные луга и пастбища Северного Кавказа в связи с почвами (Кубано-Терский водораздел). Баку: Изд-во Северо-Кавказ. зональной опытной станции по коневодству, 1933. 81 с.
175. Молчанов Э.Н. Горно-луговые почвы высокогорий Западного Кавказа // Почвоведение. 2010. № 12. С. 1433-1448.
176. Молчанов Э.Н. Горные лугово-степные почвы // Почвоведение. 2009. № 6. С. 638-647.
177. Молчанов Э.Н. Горные почвы Кабардино-Балкарии и перспективы их использования // Географические проблемы изучения и использования природных ресурсов Нижнего Дона и Северного Кавказа. Ростов-на-Дону. 1971.
178. Молчанов Э.Н. К проблеме почвенно-географического районирования горной части Северного Кавказа // Почвоведение. 1991. № 5. С. 5-18.
179. Молчанов Э.Н. К характеристике структуры почвенного покрова высокогорий Кабардино-Балкарской АССР // Почвенные комбинации и их генезис. М.: Наука, 1972. 25 с.
180. Молчанов Э.Н. Почвенный покров гор Северного Кавказа. Автореферат диссертации на соискание ученой степени доктора биологических наук. М.: 1990, 63 с.
181. Молчанов Э.Н. Формирование горно-луговых черноземовидных почв высокогорий // Почвоведение. 2008. № 12. С. 1438-1452.
182. Молчанов Э.Н., Молчанов А.Э. специфика процессов формирования перегнойно-темногумусовых почв высокогорий Западного Кавказа // Почвообразовательные процессы. М.: Почвенный ин-т имени В.В. Докучаева, 2006. С. 295-320.
183. Мониторинг фоновых почв (на примере заповедника Шульган-Таш): уч.-метод. пособие/ ГОУ ВПО Уральский государственный ун-т им. А.М. Горького. Екатеринбург. 2008. С. 20.
184. Мотузова Г.В. Почвенно-химический экологический мониторинг. М.: Изд-во МГУ, 2001. 85 с.
185. Мукатанов А.Х. Горно-лесные почвы Башкирской АССР. М.: Наука, 1982. 147 с.
186. Мукатанов А.Х. Горные черноземы Южного Урала: автореферат дис. к. биол. н. Уфа, 1971. 23 с.
187. Мукатанов А.Х. Лесные почвы Башкортостана. Уфа: Гилем, 2002. 264 с.

188. Назаров Н.Н. География Пермского края. Ч. 1. Природная (физическая) география: учебное пособие. – Пермь: Пермский гос. уни-т. 2-е изд., перераб. и доп. 2011. Ч. 1. 139 с.
189. Национальный атлас почв Российской Федерации // С. Шоба, Г. Добровольский, И. Алябина и др. Астрель: АСТ Москва, 2011. 632 с.
190. Нестерова О.В., В.А. Семаль, В.Г. Тругубова. Качественный состав гумуса почв бассейна р. Перекатная (Лазовский заповедник). // Гуминовые вещества в биосфере: труды IV всерос. конф., Москва, 19-21 дек. 2007. СПб.: СПбГУ, 2007. С. 600-611.
191. Неуструев С.С. О почвенных комбинациях равнинных и горных стран // Почвоведение. 1915. № 1. С. 51-59.
192. Никитин В.В., Маландин Г.А. К вопросу о постановке исследований в северных районах Уралобласти (Верховья р. Камы) // Известия ЕНИ. т.6. вып.3. Пермь, 1928. С. 113-149.
193. Ногина Н.А. Влияние пород на подзолообразование в горной части Среднего Урала // Труды Почвенного ин-та АН СССР, 1948, Т. 28. С. 124-190.
194. Ногина Н.А., Доржготов Д. Почвенно-географическое районирование Монголии // Почвоведение. 1982. № 4. С. 23-31.
195. Обыденова, Л.А. Магнитная восприимчивость почв Среднего Предуралья как показатель агроэкологической оценки их свойств: автореф. дисс. ... канд. биол. наук: 03.00.27. М., 2003. 23 с.
196. Овеснов А.М. Горные луга западного Урала. Пермь. 1952. 130 с.
197. Овеснов С.А. Конспект флоры Пермской области. Пермь.: 1997. 252 с.
198. Огородников А.В., Читоркина О.Ю. Почвообразование в кедровых лесах Горного Алтая. Томск: ТГУ, 2004. 173 с.
199. Оздобихин В.И., Синельников Э.П. Характеристика основных свойств почв Приморья и пути их рационального использования. Уссурийск, 1985. 74 с.
200. Орлов Д.С., Садовникова Л.К. Химия почв. М.: Высш. шк., 2005. 558 с.
201. Панков А.М. Почвы Большой Кабарды. Воронеж, 1926. 160 с.
202. Панкова Е.И. О применении термина «горные» и «равнинные» к каштановым почвам Монголии // Изв. АН СССР, серия геогр. 1964. № 5. С. 35-41.
203. Переверзев В.Н. Генетические особенности почв природных поясов Хибинских гор // Почвоведение. 2010. № 5. С. 548-557.
204. Першина М.И. Оприроде горно-луговых почв Кавказа // Тр. ТСХА. 1949. Вып. 41. С. 41-45.
205. Петров Б.Ф. О почвенном покрове Южного Сахалина // Почвоведение. 1947. № 11. С. 641-651.
206. Петров Б.Ф. Почвы Алтайско-Саянской области // Тр. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. 1952. Т. 53. С. 247-250.
207. Полевой определитель почв / М.: Почвенный институт им. В.В. Докучаева, 2008. 182 с.

208. Почвенная карта Пермской области. М 1:700 000 / Комитет по геодезии и картографии министерства экологии и природных ресурсов РФ. Москва, 1992.
209. Прасолов Л.И. Буроземы Крыма и Кавказа // Природа. 1929. № 5. С. 429-438.
210. Прасолов Л.И. Горно-лесные почвы Кавказа // Тр. Почв. ин-та. 1947. Т. 25. С. 5-28.
211. Прасолов Л.И., Соколов Н.Н. Почвенно-географический очерк Юго-Осетии // Тр. Сов. почвов. по изучению производ. сил. Серия Закавказье. Л.: Изд-во АН СССР, 1931. Вып. 2. С. 341-465.
212. Прехтель Л.В. Бурые лесные и дерново-бурые почвы юга Приморского края // Вестник ЛГУ. Биология, 1966. Вып. 1. № 3. С. 140-148.
213. Прехтель Л.В. Дерново-бурые почвы южного Приморья // Особенности почвообразования в зоне бурых лесных почв. Владивосток, 1967. С. 51-52.
214. Прехтель Л.В. Лесорастительные свойства бурых лесных и дерново-бурых почв // Ученые записки ДВГУ. 1969. Т. 20. С. 62-79.
215. Природное наследие Урала. Разработка концепции регионального атласа / под ред. чл.-корр. РАН А.А. Чибилёва. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 2012. 480 с.
216. Пуртова Л.Н., Зимина М.П. Изменчивость физико-химических показателей бурых лесных почв в пределах фитогенных полей деревьев (юг Дальнего Востока) // Почвоведение. 2007. № 1. 31-37.
217. Пустовойтов К.К., Таргульян В.О. Кутаны иллювиирования на щебне как источник педогенетической информации // Почвоведение. 1996. № 3. С. 335-347.
218. Пшеничников Б.Ф. Методология изучения буроземов юга Дальнего Востока и проблемы их генезиса и классификации // В сб.: Материалы конференции (6-12 сентября 2010 года) «Современные почвенные классификации и проблемы их региональной адаптации». Владивосток.: Дальневост.-е отд. РАН. Биолого-почвенный институт, 2010 г. С. 11-13.
219. Пшеничников Б.Ф., Пшеничникова Н.Ф. Генезис и эволюция приокеанических буроземов (на примере япономорского побережья). Владивосток: Изд-во ДГУ, 2002. 292 с.
220. Пшеничников Б.Ф., Пшеничникова Н.Ф. Иллювиально-гумусовые буроземы Приморья // Научн. докл. высш. школы. Биологические науки. 1978. № 8. С. 131-135.
221. Пшеничников Б.Ф., Пшеничникова Н.Ф. Особенности генезиса и эволюции буроземов прибрежно-островной зоны юга Дальнего Востока // Материалы V Всероссийского съезда почвоведов им. В.В. Докучаева, 18-23 августа 2008 г. Ростов-на-Дону: ЗАО «Ростиздат», 2008. С. 249.
222. Рамманн Е. Почвено-климатические зоны Европы // Почвоведение. 1901. № 1. С. 5-18.
223. Рисположенский Р.В. Описание Пермского Предуралья в почвенном отношении. Вып. 1. Казань, 1899. 120 с.

224. Рисположенский Р.В. Описание Пермской губернии в почвенном отношении / Изд. Пермск. губерн. земства, 1909. 284 с.
225. Розанов Б.Г. Морфология почв: Учебник для высшей школы. М.: Академический проект, 2004. 432 с.
226. Розанов Б.Г. Почвенный покров земного шара. М.: Изд-во МГУ, 1977. 248 с.
227. Ромашкевич А.И. Горное почвообразование и геоморфологические процессы. М.: Наука, 1988. 150 с.
228. Ромашкевич А.И. Горное почвообразование с позиций геолого-геоморфологических и исторических его основ // Почвоведение. 1996. № 1. С. 64-76.
229. Ромашкевич А.И. Горно-луговые почвы – процессы, эволюция, трансформация // Трансформация горных экосистем Большого Кавказа под влиянием хозяйственной деятельности. М.: ИГАН СССР, 1987. С. 40-50.
230. Ромашкевич А.И. Почвенно-географические исследования и использование аэрофотосъемки в картировании почв. М.: изд. Ак. Наук. СССР, 1959. 357 с.
231. Ромашкевич А.И. Пути формирования горных почв в разных типах высотной поясности // Почвоведение. 1995. № 6. С. 668-680.
232. Руднева Е.Н. К вопросу о генезисе бурых лесных почв предгорий Закарпатья // Почвоведение. 1957. № 10. С. 62-72.
233. Румянцева Т.И. Магнитная восприимчивость почв Удмуртской АССР: автореф. дис.... канд. биол. наук. Ижевск, 1971. 16 с.
234. Русанова Г.В., Кюхри П. Почвы – граница леса и горной тундры Приполярного Урала // Почвоведение. 2001. № 4. С. 409-417.
235. Рыбачук Н.А. Особенности и закономерности строения почвенного покрова серной части хребта Сихотэ-Алинь // Материалы V Всероссийского съезда почвоведов им. В.В. Докучаева, 18-23 августа 2008 г. Ростов-на-Дону: ЗАО «Ростиздат», 2008. С. 250.
236. Самофалова И. А. и др. Современное состояние и свойства бурых лесных почв горно-лесного пояса на Среднем Урале // Международная научно-практическая конференция «Рациональное использование почвенных ресурсов и их экология» (15-16 ноября 2012 г.), Алма-Ата, Казахстан, 2012. С. 243-264.
237. Самофалова И.А., Кулькова Л.В. Классификационное положение горных почв Среднего Урала (на примере заповедника "Басеги") // Почва как связующее звено функционирования природных и антропогенно-преобразованных экосистем: Материалы III Международной научно-практич. конф. Иркутск (Россия), 16-22 августа 2011г. Иркутск: ОТ "Перекресток", 2011. С. 102-104.
238. Самофалова И.А. и др. Диагностические признаки и свойства бурых лесных почв горно-лесного пояса на Среднем Урале // Природа Басег: 30 лет охраны и научных исследований: сборник статей, посвященный 30-летию заповедника «Басеги» / Труды ГПЗ "Басеги". Вып. 2. – Пермь, Изд-во Богатырев П.Г., 2012. С. 47-60.

239. Самофалова И.А. и др. Особенности морфологических и физико-химических свойств почв горно-лесного пояса Западного склона Среднего Урала (на примере хребта Басеги) // Материалы Международной научной конференции: «Современные почвенные классификации и проблемы их региональной адаптации», Владивосток, 5-12 сентября, 2010. С. 201-205.

240. Самофалова И.А., Кулькова Л.В., Лузянина О.А., Лоскутова Н.М. Природные условия и морфологическая характеристика горных почв на территории заповедника «Басеги» Пермского края // Почвы заповедников и национальных парков Российской Федерации. – М.: Фонд «Инфосфера» – НИА-Природа, 2012. С. 196-199.

241. Самофалова И.А., Кулькова Л.В., Маулина Е.Р., Лузянина О.А. Классификационное положение почв заповедника «Басеги» // Природа Басег: 30 лет охраны и научных исследований: сборник статей, посвященный 30-летию заповедника «Басеги» / Труды ГПЗ "Басеги". Вып. 2. Пермь, Изд-во Богатырев П.Г., 2012. С. 39-46.

242. Самофалова И.А., Лоскутова Н.М., Кулькова Л.В., Лузянина О.А. Почвенный покров заповедника «Басеги» // Горные экосистемы и их компоненты: Материалы IV Международной конференции, посвященной 80-летию основателя ИЭГТ КБНЦ РАН чл.-корр. РАН А.К. Темботова и 80-летию Абхазского государственного университета. Сухум (Абхазия), 10-14 сентября, 2012. С. 25.

243. Самофалова И.А., Лузянина О.А. Почвы заповедника «Басеги» и их классификация // Пермский аграрный вестник. 2014. № 1 (5). С. 50-60.

244. Самофалова И.А., Лузянина О.А. Пространственная неоднородность почв на Западном склоне Среднего Урала // Сборник научных трудов SWORLD. Выпуск 3. Т. 51. Одесса: Куприенко С.В., 2013. С. 35-39.

245. Самофалова И.А., Лузянина О.А. Формы кислотности почв на западном макросклоне Среднего Урала (заповедник «Басеги») // Актуальные проблемы науки и агропромышленного комплекса в процессе европейской интеграции, Междун. науч.-практ. конференция. Пермь, ФГБОУ ВПО Пермская ГСХА, 2013. С. 251-257.

246. Самофалова И.А., Лузянина О.А. Эколого-генетическая характеристика почв горно-лесного пояса на Среднем Урале // Известия Самарского научного центра Российской академии наук. 2013. Т. 15. № 3(4). С. 1426-1431.

247. Самофалова И.А., Лузянина О.А., Кондратьева М.А., Мамонтова Н.В. Элементный состав почв в ненарушенных экосистемах на Среднем Урале // Вестник Алтайского государственного аграрного университета. 2014. № 5 (115). С. 67-74.

248. Самофалова И.А., Лузянина О.А., Кулькова Л.В. Свойства горных почв подгольцового и горно-лесного поясов Среднего Урала (на примере заповедника «Басеги») // В сб.: Материалы конференции «Биосферные функции почвенного покрова», Пушино, ИФХПиБПП РАН, 8-12 ноября, 2010. С. 272-274.

249. Самофалова И.А., Лузянина О.А., Кулькова Л.В., Маулина Е.Р. Диагностика почв горно-лесного пояса на Среднем Урале (на примере хребта Басеги) // Сборник материалов Международной научной конференции «Почвы Азербайджана: генезис, география, мелиорация, рациональное использование и экология», Национальная Академия Наук Азербайджана (НАНА), Баку, «Элм», 8-10 июня, 2012. Т. XII. Ч. 2. С. 970-979. ISSN 2222-7882.

250. Самофалова И.А., О.А. Лузянина, Соколова Н.В. Морфолого-генетические особенности почв в субальпийском поясе (Средний Урал) // Актуальные проблемы гуманитарных и естественных наук. 2014. № 1 (60). Ч. I. С. 24-28.

251. Сатаев Э.Ф. Режимы и оксидогенез почв на древнеаллювиальных отложениях Средне-Камской низменной равнины: автореф. дис.... канд. с-х. наук: 06.01.03, 03.00.27. М., 2005. 22 с.

252. Седьмов Н.А. Магнетизм микрочастиц из атмосферных выпадений, осадочных пород и почв: автореф. дис.... канд. физ-мат. наук. М., 1989. 24 с.

253. Семаль В.А. Почвенный покров Уссурийского заповедника: автореферат дис. кандидата биологических наук / Биолого-почвен. ин-т ДВО РАН Владивосток, 2005. 20 с.

254. Семаль В.А. Состав и структура почвенного покрова южной части Сихотэ-Алиня (на примере Уссурийского заповедника) // Почвоведение. 2007. № 8. С. 901-908.

255. Семаль В.А. Структура почвенного покрова Уссурийского заповедника // Почвы и почвенный покров российского Дальнего Востока: Сб. Владивосток, 2005. С. 197-205.

256. Семиколенных А.А., Бовкунов А.Д., Алейников А.А. Почвы и почвенный покров таежного пояса Северного Урала (верховья реки Печора) // Почвоведение. 2013. № 8. С. 911-923.

257. Сергеева П.А. Эволюция почв горных долин Большого Кавказа в голоцене: автореферат дис. канд. биол. н. М., 2011. 26 .

258. Соколова Е.И. Бурые горно-лесные почвы Крыма // Почвоведение. 1947. № 8. С. 452-464.

259. Соколова Н.В., Самофалова И.А. Морфолого-генетические особенности почв под субальпийскими лугами в заповеднике «Басеги» // Фундаментальные и прикладные исследования в биологии и экологии: материалы регион. науч. конф. Пермский гос. нац. иссл. ун-т. Пермь, 2013. С. 179-183.

260. Соколова Т.А., Смирнова Г.Я. Некоторые материалы по бурым лесным почвам Дальнего Востока // Лес и почва. Красноярск, 1968. 611 с.

261. Соколова Т.А., Толпешта И.И., Трофим С.Я. Почвенная кислотность. Кислотно-основная буферность почв. Соединения алюминия в твердой фазе почвы и почвенном растворе: уч. пос. Тула, 2007. 96 с.

262. Соловьева Т.П. Пространственно-временная изменчивость магнитной восприимчивости почв // Тезисы докладов III съезда Докучаевского общества почвоведов (11-15 июля 2000 г., Суздаль). М.: Почвенный институт им. В.В. Докучаева РАСХН, 2000. Кн.1. С. 208.

263. Софроницкий П.А. Геологический очерк // Труды пятого совещания по химической географии вод и гидрогеохимии Пермской области. ПГУ, Пермский отдел географического общества Союза ССР, Институт карстоведения и спелеологии. Вып. 4 (5). Пермь, 1967. С. 26-41.
264. Страдина О.А. Магнитная восприимчивость почв Среднего Предуралья как показатель их загрязнения тяжелыми металлами: автореф. дис. ... канд. с.-х. наук : 06.01.03. Уфа, 2008. 21 с.
265. Тарасшвили Г.М. О горных бурозёмах Абхазии // Почвоведение. 1939. № 7. С. 71-79.
266. Таргульян В.О. Геохимия ортоэлювия холодных гумидных областей (тундровых и северотаежных ландшафтов) // Геохимия ландшафта. М.: Наука, 1967. С. 54-71.
267. Таргульян В.О. Эндогенез и педогенез: расширение теоретической базы почвоведения // Вестник МГУ. Сер. 17, Почвоведение. 1983. № 1. С. 33-43.
268. Теория и практика химического анализа почв / под ред. Л.А. Воробьевой. М.: ГЕОС, 2006. С. 344.
269. Тифлов М.А. К познанию горных лугов Урала // Тр. Пермского СХИ. 1951. Т. 13. С. 23-40.
270. Тифлов М.А. Почвы горных лугов Западного Урала: Автореф. Л., 1952. 18 с.
271. Трифонова Т.А. Формирование почвенного покрова гор: геосистемный аспект // Почвоведение. 1999. № 2. С. 174-181.
272. Тюрин И.В. Курс почвоведения для лесных ВУЗов. М. Л.: Сельхозгиз, 1933. 312 с.
273. Урусевская И.С. Типы поясности и почв – географическое районирование горных систем России // Почвоведение. 2007. № 11. С. 1285-1297.
274. Урушадзе Т.Ф. Горные почвы СССР. М.: Агропромиздат, 1989. 247 с.
275. Урушадзе Т.Ф. О некоторых аспектах почвообразования в горных регионах // Почвоведение. 1979. № 1. С. 131-143.
276. Урушадзе Т.Ф. Почвы горных лесов Грузии. Тбилиси: Менциереба, 1987. 243 с.
277. Фиापшев Б.Х. Высокогорные почвы центральной части Северного Кавказа. Нальчик: Изд-во КБСХА, 1996. 137 с.
278. Фиапшев Б.Х., Федорова С.И. О составе органического вещества высокогорных почв Северного Кавказа // Научные основы рационального использования почв Северного Кавказа и пути повышения их плодородия. Нальчик, 1971. С. 114-121.
279. Фирсова В.П. Бурые горно-лесные почвы Урала // Почвоведение. № 4 1991. С. 47-58.
280. Фирсова В.П. К вопросу о распространении и свойствах бурых лесных почв на Урале // В сб.: Лес и почва: Тр. Всесоюз. науч. конф. Красноярск, 1968. С. 200-203.

281. Фирсова В.П. Почвы таежной зоны Урала и Зауралья. М.: Наука, 1977. 175 с.
282. Фирсова В.П., Горячева Т.А., Прокопович Е.В. Сравнительная характеристика свойств горных почв Среднего Урала // Почвоведение. № 5 1963. С. 16-25.
283. Фридланд В.М. Бурые лесные почвы Кавказа // Почвоведение. 1953. № 12. С. 28-44.
284. Фридланд В.М. Горные лугово-степные почвы Внутреннего Дагестана // Доклад АН СССР. 1950. Т.70. № 4. С. 695-697.
285. Фридланд В.М. Опыт почвенно-географического разделения горных систем СССР // Почвоведение. 1951. № 9. С. 521-535.
286. Фридланд В.М. Почв высокогорий Кавказа // Почвоведение. 1966. С. 43-80.
287. Фридланд В.М. Проблемы географии, генезиса и классификации почв. М.: Наука, 1986, 245 с.
288. Цыганенко А.Ф. География почв. Изд-во Ленинградского ун-та, 1972. С. 219-221.
289. Чазов Б.А. География лесов Молотовской области и их хозяйственное использование: автореф. дисс-ции на соискание уч. степ. канд. биол-х н. / Б.А. Чазов. Молотов, 1952. 18 с.
290. Чернов В.А. О природе почвенной кислотности. Изд. АН СССР, М.-Л., 1947. 185 с.
291. Чернова О.В. Особенности почв низкогорий Северного Кавказа, сформированных на высококорбонатных почвообразующих породах (на примере Абраусского заказника) // в сб.: Доклады по эколог-му почв-ю. Москва, 2006. вып. 2. № 2. С. 177-191.
292. Чернова О.В. Проект Красной книги естественных почв России // Почвоведение. 1995. № 4. С. 514-519.
293. Чернова О.В. и др. Сохранение почв на охраняемых территориях как необходимое условие поддержания биоразнообразия // Роль почвы в формировании и сохранении биологического разнообразия. М.: Товарищество научных изданий КМК. 2011. С. 237-244.
294. Черняева Л. Е. Химический состав атмосферных осадков (Урал и Приуралье). М., 1978. 138 с.
295. Чикишев А.Г. Природное районирование «Урал и Приуралье». М. Наука, 1968. С. 15.
296. Чуков С.Н. Органическое вещество почвы как фактор стабилизации продуктивности биосферы // Ресурсный потенциал почв – основа продовольственной и экологической безопасности России: материалы межд. научной конф., СПб.: СПбГУ, 2011. С. 505.
297. Шкляев А.С., Балков В.А. Климат Пермской области. Пермь, 1963. 190 с.
298. Шоба С.А., Ковалева Н.О., Самофалова И.А., Лузянина О.А. Особенности пространственной дифференциации почв заповедника «Басеги» (Средний Урал) // Роль почв в биосфере: Труды Института

экологического почвоведения МГУ имени М.В. Ломоносова / под ред. Н.О. Ковалевой. Вып. 14. М.: МАКС Пресс. 2014. С. 5-17.

299. Эвальд Э. О генезисе буроземов и близких к ним бурых лесных и таежных почв // Почвоведение. 1980. № 3. С. 46-56.

300. Brooks P.D., Schmidt S.K., Williams M.W. Winter production of CO₂ and N₂O from alpine tundra: environmental controls and relationship to inter-system C and N fluxes // *Oecologia*. 1997. Vol.110. No. 3. P. 403-413.

301. Dobrzanski K. Al-Cehalte verschiedener Boden in der DDR und Beeinflusung der Al-Aufnahms der Pflanzen durch Kalkung und Düngung // *Alberchi thae Archiv*. 1960. Bd. 13. H. 12. P. 69-82.

302. Farley R.A., Fitter A.H. Temporal and spatial variation in soil resources in a deciduous woodland // *Journal of Ecology*. 1999. Vol. 87. № 4. P. 688-696.

303. Fromm H., Winter K., Fisser J., Hantschel R., Beese F. The influence of soil type and cultivation system on the spatial distributions of the soil fauna and microorganisms and their interactions // *Geoderma*. 1993. Vol. 60. №. 1-4. P. 109-118.

304. Kapicka A. and ether. Magnetic method of mapping industrially polluted soils // *Proceedings of First International Conference on soils of Urban, Industrial, Traffic and Mining area*. 2000. Vol. 1. P. 151-155.

305. LeBorgne E. Sur les propriétés magnétiques des sols et Congn // *Soil Sci*. 1954. Vol 3. № 2. P. 34-46.

306. Mclean E.O. Chemistry of soil aluminium *Communs* // *Soil Sc. and Plant Anal*. 1976. Vol. 7. P. 619-636.

307. Murad E. and ether. The Geobiochemical cycle of iron // *Iron in Soils and Clay Minerals*. NATO ASI Series, 1988. V. 217. P. 1-18.

308. Samofalova I., Luzyanina O., Maulina E., Kulkova L. Features soil mountain-taiga zone the middle urals // *Igdir university jurnal of the institute of science and technology*. 2(2EK: A): 2012. P.93-100.

309. Samofalova I., Luzyanina O., Maulina E., Kulkova L. Features soil mountain-taiga zone the middle Urals / *Igdir University IST International Symposium of Igdir* // *Abstracts of Science*, 19-21 april 2012. P. 38.

310. Schwertmann U. Occurrence and formation of iron oxides in various pedoenviroment // *Iron in soil and clay minerals*. Dordrecht : Rediel, 1988. P. 267-308.

311. Schwertmann U. Relations between iron oxides, soil color, and soil formation // *Soil color*. SSSA Special Publication no 31. Madison, USA, 1993. P. 51-69.

312. Schwertmann U., Cornell R.M. Iron oxides in the laboratory: preparation and characterization // *Weinhaim, Basel, Cambridge; New York: VCH*, 1991. P. 137.

313. Schwertmann U., Taylor R.M. Iron oxides // *Minerals in Soil Environments (2nd Edition)* / Eds. J.B. Dixon, S.B. Weed. SSSA Book Series. № 1. Madison, Wisconsin, USA, 1989. P. 379-438.

314. The International Long Term Ecological Research Network. U.S. Long Term Ecological Research Network Office. All Rights Reserved. Albuquerque New Mexico. 2000. 108 p.

315. Yang T. and ether. Magnetic investigation of heavy metals contamination in urban topsoil around the East Lake, Wuha, China // Geophys. J. 2007. Int. 171. P. 603-612.

316. Soil Taxonomy. A Basic system of Soil Classification for Making and Interpreting Soil Surveys. Second edition. USDA. Washington D. C. 1999. 869 p.

317. World Reference Base for Soil Resources 2006. A framework for international classification, correlation and communication. Food and Agricultural Organization of the United Nations. Rome. 2006. 128 p.

318. Диссертации о Земле <http://earthpapers.net/struktura-pochvennogopokrova-v-sisteme-agroekologicheskoy-otsenki-zemel-v-lesostepi-zapadnoy-sibiri#ixzz2sFNUKb6C>.

319. http://ecosystema.ru/08nature/world/geoussr/4_1.html

320. <http://survival-ru.org/news/sibir/10752-izuchenie-sostava-pochv.html>

321. <http://polyera.ru/geografiya-pochv/1119-pochvennye-zony-gornyh-territoriy-chast-8.html>

322. <http://n.maps.yandex.ru>