

МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
имени М.В. ЛОМОНОСОВА

Факультет почвоведения

На правах рукописи

Лузянина Оксана Антоновна

**ЭВОЛЮЦИЯ ПОЧВЕННОГО ПОКРОВА ЗАПОВЕДНИКА «БАСЕГИ»
В ГОЛОЦЕНЕ (ЗАПАДНЫЙ МАКРОСКЛОН СРЕДНЕГО УРАЛА)**

Специальности: 03.02.13 – почвоведение
и 03.02.08 – экология

ДИССЕРТАЦИЯ

на соискание ученой степени
кандидата биологических наук

Научный руководитель:
д.б.н., доцент Ковалева Н.О.

Москва – 2016 г.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	3
ГЛАВА 1. СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ	7
1.1 Динамика ландшафтов Среднего Урала в позднеледниковье и голоцене.....	7
1.1.1 Динамика ландшафтов Среднего Урала в позднеледниковье (в плейстоцене)	7
1.1.2 Динамика ландшафтов Среднего Урала в послеледниковье (в голоцене)	14
1.2 Характеристика почв Среднего Урала.....	36
1.3 Анализ представлений об эволюции горных почв Среднего Урала ...	48
ГЛАВА 2. ПРИРОДНЫЕ УСЛОВИЯ РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЯ	51
2.1 Географическое положение.....	51
2.2 Климатические условия.....	53
2.3 Рельеф.....	56
2.4 Гидрологические условия.....	65
2.5 Растительный покров.....	67
ГЛАВА 3. ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ	72
3.1 Объекты исследований.....	72
3.2 Методы исследований.....	77
ГЛАВА 4. РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ	80
4.1 Структура почвенного покрова	80
4.2 Морфологические свойства почв.....	87
4.2.1 Характеристика морфологии профилей почв.....	87
4.2.2 Характеристика щебнистости почв.....	94
4.3 Химические свойства почв.....	101
4.3.1 Характеристика кислотно-основных свойств почв.....	101
4.3.2 Характеристика органического вещества почв.....	108
4.3.3 Валовой химический состав почв.....	115
4.3.4 Групповой состав соединений железа почв.....	124
4.4 Физические свойства почв.....	130
4.4.1 Гранулометрический состав почв.....	130
4.4.2 Магнитная восприимчивость почв.....	138
4.5 Возраст и изотопный состав органического углерода почв.....	145
4.6 Палеорекострукция условий почвообразования. Эволюция почв и ландшафтов заповедника «Басеги» в голоцене.....	150
ВЫВОДЫ	152
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	153
ПРИЛОЖЕНИЯ	172

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность исследований. Уральский хребет, протянувшийся с севера на юг Евразии, является известным климаторазделом континента, перераспределяющим воздушные массы западного и восточного переноса. Однако глобальные палеоклиматические кривые, построенные по данным бурения ледниковых кернов и озерных отложений, явно недостаточны для моделирования климатических сценариев в континентальных регионах планеты. Между тем, единого мнения о границах плейстоценового и голоценовых оледенений на Урале, не существует. Имеющаяся информация о динамике распада оледенения фрагментарна и противоречива; радиоуглеродными датировками территория Уральского хребта обеспечена неравномерно (они полностью отсутствуют для западного макросклона Среднего Урала). Региональным архивом палеоклиматической информации в горах могут служить ненарушенные почвы особо охраняемых природных территорий, в свойствах которых записаны изменения климата и эволюция ландшафтов в голоцене.

Цель и задачи исследований. Поэтому целью наших исследований стало изучение особенностей и эволюции почвенного покрова западного склона Среднего Урала в голоцене (на примере заповедника «Басеги»).

Для достижения этой цели были поставлены следующие задачи:

1. Охарактеризовать структуру почвенного покрова заповедника.
2. Исследовать реликтовые признаки и наиболее инерционные свойства почв, выяснить причины их формирования.
3. Восстановить этапы эволюции горных почв и ландшафтов заповедника в голоцене.
4. Выполнить палеоэкологическую реконструкцию событий голоцена на Среднем Урале.

Научная новизна.

- Впервые установлены основные стадии эволюции почв и ландшафтов западного макросклона Среднего Урала в голоцене.

- Впервые представлены результаты радиоуглеродного возраста и изотопного состава органического вещества горных почв западного макросклона Среднего Урала.

- Уточнено классификационное положение почв, выделены новые типы (петроземы, подбуры), ранее не включенные в список почв почвенной карты Пермского края.

- Кроме того, доказано, что подзолистые почвы в пределах хребта Басеги не встречаются (Самофалова, Лузянина, 2014), хотя ранние исследования низкогорий предполагали обратное (Маландин, 1936; Иванова, 1947, 1949 и др.).

Теоретическая и практическая значимость работы. Полученная информация послужит теоретической базой для комплексного изучения природной среды заповедника «Басеги», в частности, и региона в целом. Территорию заповедника можно рассматривать как эталонную, а почвы рекомендовать для включения в Красную книгу почв Пермского края. Палеоклиматическая информация станет источником сведений для прогнозирования климатических изменений в будущем. Информация о структуре почвенного покрова Среднего Урала послужит целям землепользования и ресурсологии.

Апробация работы. Материалы диссертации докладывались на заседании кафедры географии почв факультета почвоведения МГУ (2013, 2015); на конференциях:

- Всероссийская научно-практическая конференция молодых ученых, аспирантов и студентов «Молодежная наука: технологии, инновации». Пермь, 2010, 2012, 2013.

- IV Международная конференция «Горные экосистемы и их компоненты». Сухум (Абхазия), 2012.

- The 3rd scientific and practical seminar «Information technologies in science and life». Пермь, 2012.

- The 4rd scientific and practical seminar «Information technologies in science and life». Пермь, 2012.

- Международная научно-практическая конференция «Актуальные проблемы науки и агропромышленного комплекса в процессе европейской интеграции». Пермь, 2013.
- Международная научная конференция студентов, аспирантов и молодых учёных «Ломоносов-2013». Москва, 2013, 2014.
- XVIII Всероссийская Школа «Экология и почвы» «Почва и окружающая среда». Пущино, 2013.
- 9-й Международный конгресс по почвоведению "Душа почвы и цивилизация". Сиде, Анталия (Турция), 2014.
- Шестая Международная научная молодежная школа по палеопочвоведению "Палеопочвы-хранители информации о природной среде прошлого". Новосибирск-Новосибирская область, 2015 г.
- Международная научная конференция "Роль почв в биосфере и жизни человека", посвященная 100-летию со дня рождения академика Г.В. Добровольского (в рамках Международного года почв). Москва, 2015.

Автор является победителем Всероссийского конкурса на лучшую научную работу среди студентов, аспирантов и молодых ученых Приволжского Федерального Округа (1 место, 2010) и лауреатом конкурса научных работ среди молодых ученых МГУ в системе ИСТИНА (2 место, 2015).

По теме диссертации опубликована монография «Горные почвы Среднего Урала (на примере ГПЗ "Басеги")» (Самофалова, Лузянина, 2014) и глава в сборнике «Почвы заповедников и национальных парков Российской Федерации» (Самофалова и др., 2013). Опубликовано 4 статьи в соавторстве в журналах из списка ВАК РФ, 2 статьи в других журналах, 6 статей в сборниках и 24 тезиса докладов конференций.

Благодарности. Автор выражает признательность своим научным руководителям – д.б.н. Н.О. Ковалевой и член.-корр. РАН С.А. Шобе; а также доценту кафедры почвоведения Пермской ГСХА И.А. Самофаловой за руководство исследованиями, консультации и содействие. Автор благодарит администрацию и научных сотрудников ГПЗ «Басеги» – зам. по науке

Д.В. Наумкина и Л.В. Кулькову за предоставленные материалы из архивов и организацию полевых работ на территории заповедника. Автор выражает благодарность за помощь в проведении аналитических исследований сотрудникам Почвенного института им. В.В. Докучаева – зав. лабораторией физико-химии почв к. х. н. О.Б. Роговой и лаборанту Н. А. Плотниковой; заведующему лабораторией изотопного анализа ИПЭЭ РАН д.б.н. В.В. Тиуну и н.с. Е.М. Столпниковой; студентам кафедры почвоведения Пермской ГСХА за помощь в сборе полевого материала и обработку аналитических данных.

ГЛАВА 1. СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ

1.1. Динамика ландшафтов Среднего Урала в позднеледниковье и голоцене

1.1.1. Динамика ландшафтов Среднего Урала в позднеледниковье (в плейстоцене)

Большинство исследователей полагает, что днепровское и валдайское оледенения плейстоцена на Урале носили покровный характер. Но на территории Пермского края (западный склон Среднего Урала) зафиксированы лишь следы днепровского ледника (Наливкин, 1943; Боч, Краснов, 1946; Марков, 1965; Троицкий, 1966; Четвертичные оледенения..., 1987; Чистяков и др., 2000; Овеснов, 2009). Единого мнения о максимальной границе его распространения (Last Glacial Maximum) не существует, в чем убеждает рисунок 1. Однако все исследования обнаруживают остатки максимального оледенения в интервале между 57° с.ш. и 62° с.ш..

По мнению Боча и Краснова (1946), такая «широкая интерполяция» сложилась «ввиду недостаточности фактических данных собственно по Уралу». Применялось несколько способов определения южной границы. «Первый способ состоял в том, что граница проводилась в широтном направлении, не считаясь с Уралом как с крупной орографической единицей. Хотя ... ясно, что орографические факторы всегда имели и имеют важнейшее значение для распределения ледников и фирновых полей. Другие авторы предпочитали проводить границу максимального древнего оледенения в пределах хребта, опираясь на те пункты, для которых имеются бесспорные следы древнего оледенения. В таком случае граница, наперекор общеизвестным принципам вертикальной климатической зональности (и в настоящее время отлично выраженным в пределах Урала), значительно отклонялась к северу (до 62° с.ш.) ... Третьи исследователи намечали границу также по пунктам, для которых имеются бесспорные следы оледенения. Однако при этом допускали существенную ошибку, так как проводили границу на основании ряда фактов, касающихся ... молодых ледниковых форм (каров и цирков), которые возникали

на Северном Урале в пост-вюрмское время». В конечном счете, предложено «проводить границу оледенения в пределах гор южнее соответствующей границы в прилегающих частях низменностей, учитывая значительную высоту Уральского хребта, на котором в момент наступления климатического минимума естественно должны были, в первую очередь, развиваться локальные центры оледенения. Однако эта граница проводилась чисто гипотетически, так как никаких фактических данных о следах оледенения в пределах хребта к югу от широты Конжаковского камня (59° с.ш.) не имелось».

Район исследований Боча и Краснова (1946) затрагивал объекты в пределах Уральского хребта (61°40' с.ш. и 58°30' с.ш.), куда вошел и хребет Басеги (58°54'12,2" с. ш., 58°23'14,8" в. д.). Авторы отмечают, что отрезок Урала к югу от 61°40' с.ш. имеет «своеобразный рельеф, характеризующийся отсутствием ледниковых форм и очень широким развитием нагорных террас, в которых единичные исследователи (Алешков, 1935) считают возможным видеть следы ледниковой деятельности».

Таким образом, исследования позволили Бочу и Краснову (1946) предположить, что «граница проходила несколько севернее Перми, смещалась к югу и пересекала р. Чусовую на широте Нижнего Тагила; затем, перевалив через хребет, шла на север по восточному склону через г. Серов и на широте Денежкина камня резко поворачивала на восток» (рис. 1) (цит. по Овеснову, 2009).

Позднее, Марков и др. (1965), Шанцер (1970) «проводят южную границу по линии Кудымкар-Губаха, в районе последней она резко поворачивает на север, идя по западному склону, и на широте Денежкина Камня переваливает через Уральский хребет, уходя на восток» (цит. по Овеснову, 2009).

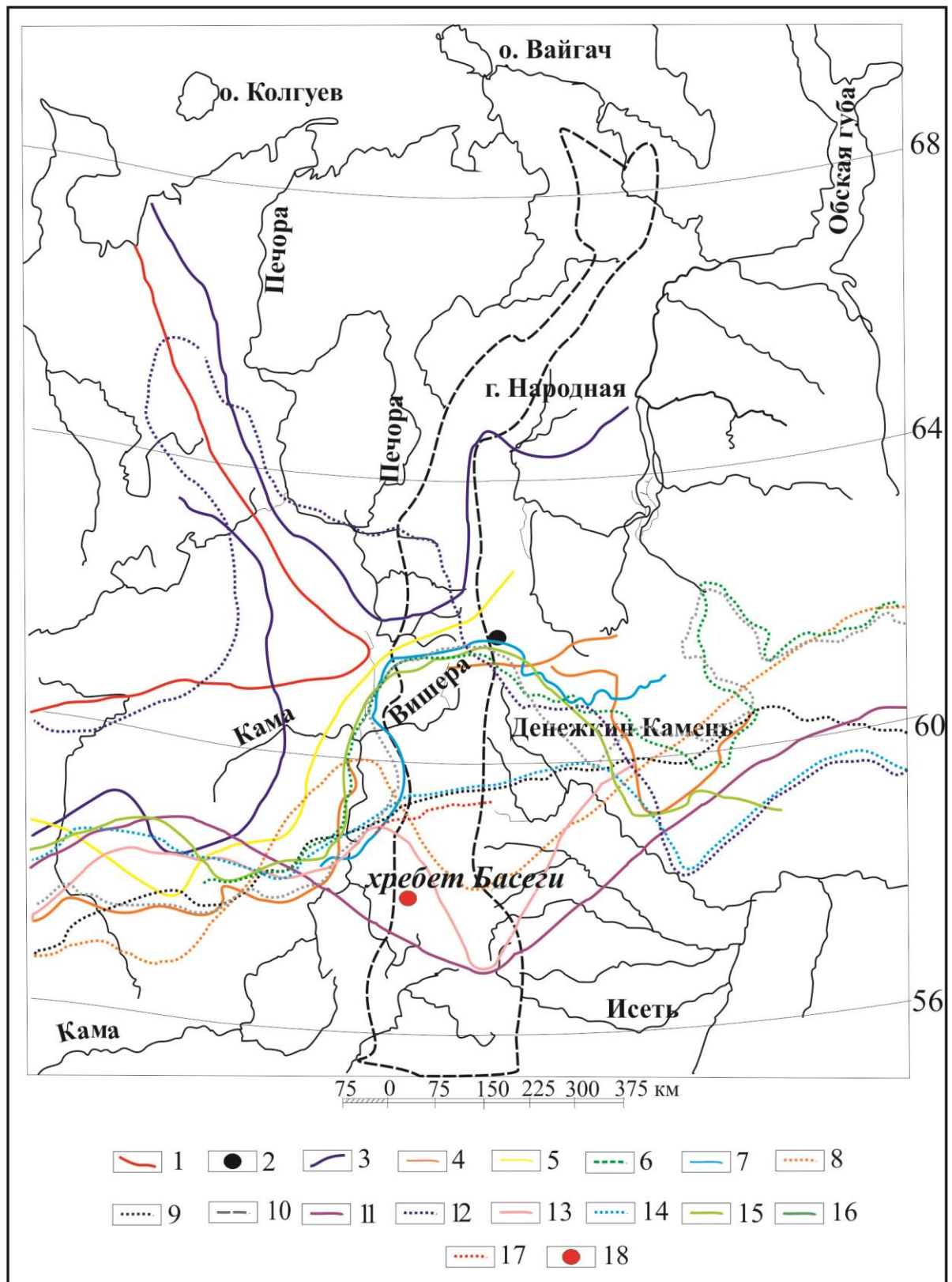


Рисунок 1. Карта-схема границ распространения ледниковых отложений, по данным разных авторов (сост. с карты Боча, Краснова, 1946).

Усл. обозн.:

1. Южная граница северных валунов. Мурчисон, Вернейль, Кейзерлинг. Карта Европейской России и хребта Уральского. 1845.

2. Место обозначения южной границы валунных отложений. Е.С. Федоров. Геологическая карта бассейна р. Лозьвы, верхней части р. Вишеры и прилежащих частей Северного Урала. Горный журнал. 1889, т. 11.
3. Граница распространения валунов скандинавско-русского и полярного Урало-Тиманского ледников. С.Н. Никитин. Пределы распространения ледниковых следов в Центральной России и на Урале. 1885.
4. Граница распространения эрратических валунов. Геологическая карта Европейской России. 1915. Геологическая карта Европейской СССР. Изд. 2, 1926.
5. Граница распространения миндельского и рисского оледенения. А. Павлов. Неогеновые и послетретичные отложения южной и восточной Европы. 1926.
6. Южная граница ледниковых отложений. Геологическая карта Азиатской части СССР. 1927.
7. Предполагаемая южная граница распространения эрратических валунов. Геологическая карта Урала. 1930.
8. Граница оледенения в максимальную ледниковую эпоху. В.А. Обручев. Признаки ледникового периода в северной и центральной Азии. 1931. Бюлл. К.Ч., № 3.
9. Граница распространения ледниковых валунов. Карта отложений четвертичной системы Европейской части СССР и сопредельных с нею территорий. 1932. Под ред. С.А. Яковлева.
10. Граница максимального распространения ледников. Геологическая карта Европейской части СССР. 1933. Под ред. Жирмунского.
11. Граница максимального оледенения. В.И. Громов. О геологии и фауне палеолита СССР. 1932. Бюлл. информ. бюро, № 3-4.
12. Южная граница распространения максимального ледникового покрова. В.И. Громов. Матер. к изуч. четвертичных отложений в бассейне среднего течения р. Оби. 1984. Тр. Ком. по изуч. четверт. периода, т. 3, вып. 2.
13. Граница максимального оледенения Азии и Вост. Европы по данным разных авторов. В.И. Громов и Г.Ф. Мирчник. Четвертичный период и его фауна. 1937. Животный мир СССР.
14. Граница распространения эрратических валунов. Геологическая карта СССР. 1937.
15. Граница распространения валунов рисского времени. Карта четвертичных отложений Европейской части СССР. Г.Ф. Мирчник и Е.Н. Шукина, БСАМ, 1937.
16. Граница оледенения вюрмского времени, то же.
17. Граница распространения эрратических валунов. Геологическая карта Урала. 1939.
- 18. Местоположение хребта Басеги.**

По мнению Троицкого (1966), «северо-восток европейской части оледенению не подвергался, а эта территория синхронно с покровным оледенением Центральной Европы затапливалась наступающим на сушу вследствие эпейрогенического опускания Северным Ледовитым океаном. На протяжении большей части плейстоцена здесь существовали обширные эпиконтинентальные урало-тиманское и западно-сибирское моря, разделенные «уральским полуостровом», протягивающимся к северу более чем на 1000 км. Южную границу трансгрессии также проводят по-разному. Большинство авторов полагает, что в Предуралье она проходила по Вычегодско-Камскому междуречью, доходя до Верхней Камы, а Троицкий (1966) считает, что граница максимальной трансгрессии моря совпадала с предполагаемой границей максимального оледенения. Синхронно с морской трансгрессией происходило и оледенение гор Урала. Согласно этим представлениям, покровные ледники распространялись с Урала на предгорные низменности и спускались в море, формируя айсберги» (цит. по Овеснову, 2009).

Величко, Исаева и Фаусова (Четвертичные оледенения..., 1987) полагают, что «первое оледенение на Урале было в эоплейстоцене, но затронуло оно лишь Полярный Урал, где формировалась небольшая ледяная шапка. Максимальных размеров покровное оледенение достигало в среднем плейстоцене (днепровская и московская стадии), но на северо-востоке европейской части существовал Полярно-Уральско-Новоземельский ледниковый покров, распространялся к югу в этапы своего наибольшего развития до Вычегодско-Камского междуречья и Верхней Камы. Всего же эти авторы насчитывают на Урале четыре оледенения (преддонское, окское, днепроовское, исключая московскую стадию, и валдайское), из которых два (преддонское и валдайское) затрагивали только горы (Полярный и Приполярный Урал)» (цит. по Овеснову, 2009).

По данным Чистякова и др. (2000), ледниковая область охватывает весь Северный Урал и северную часть Среднего Урала. Раннеплейстоценовые морены, синхронные окскому оледенению Русской равнины, найдены в верховьях Печоры (рис. 2).

Две среднеплейстоценовые морены, широко развитые по всему Северному и отчасти Среднему Уралу, соотносятся, по мнению Чистякова и др. (2000), с днепроовским и московским оледенениями Русской равнины. «Ледники надвигались с шельфа северных арктических морей как со стороны острова Новая Земля, так и со стороны Западной Сибири. Южная граница максимального оледенения проходила в Северной части Среднего Урала от района г. Березняки на западе до городов Карпинск и Северо-Турьинск на востоке. Граница второго более молодого среднеплейстоценового оледенения проходила в 600 км севернее по водоразделу бассейнов Печоры и Вишеры на западе и Пелыма и Сев. Сосьвы на востоке. Во время московского оледенения дополнительными центрами оледенения были Полярный и Приполярный Урал. Среднеплейстоценовые морены разделены флювиогляциальными и озерными отложениями этапа отступления первого или наступания второго среднеплейстоценовых оледенений» (рис. 2).

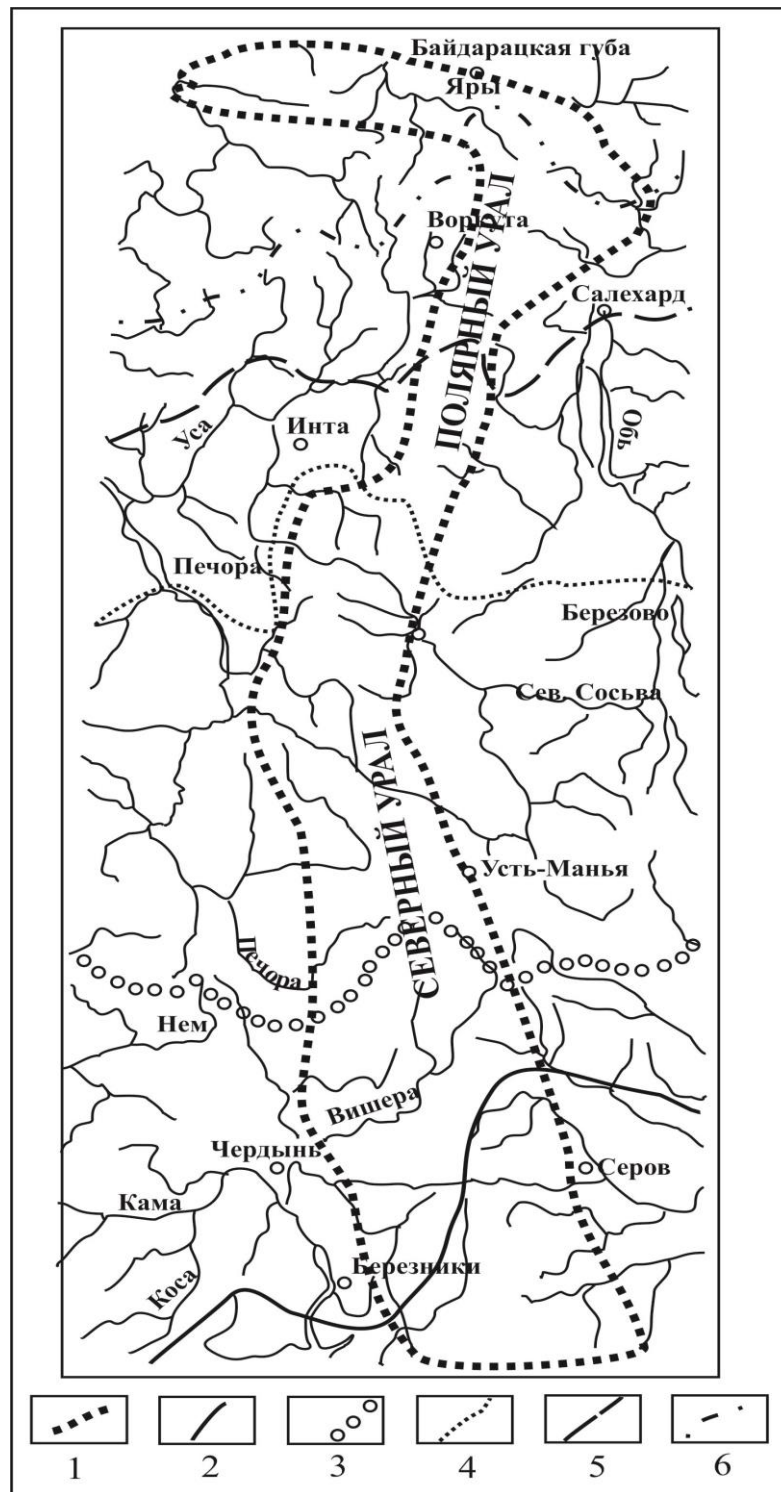


Рисунок 2. Карта-схема границ распространения ледниковых отложений
(по данным Чистякова и др., 2000).

Усл. обозн.: 1 – выступ складчатого палеозоя (Урал и его предгорья); 2-6 – границы оледенений: 2 – днепровского, 3 – московского, 4 – ранневалдайского (предположительно), 5-6 – поздневалдайского (5 – максим. вариант, 6 – по радиоуглеродному датированию подморенных отложений).

Исследования Чистяковым и др. (2000) позднеплейстоценовых морен выявили покровный характер валдайского оледенения. Основной поток, по

мнению автора, ледников двигался с Полярного Урала и распространялся на запад и восток, выходя на Обскую равнину (рис. 2). Морены сформировали холмисто-грядовый рельеф. Помимо покровного оледенения Северного Урала, в «наиболее высоких вершинах Среднего и даже Южного Урала были развиты каровые и небольшие карово-долинные ледники, сохранившие морены в трогах и карах». К югу позднеплейстоценовым моренам приходят на смену флювиогляциальные песчано-галечные отложения; далее, во внеледниковой области – аллювий, формирующий речные террасы в речных долинах Чусовой, Камы, Печоры и др.

Современное оледенение присутствует на Приполярном и Полярном Урале; здесь заметны следы ледниковой деятельности. Многие горы имеют альпинотипные формы рельефа, склоны крутые, изрезанные карами. К югу, по Уральскому хребту, следы прошлого оледенения становятся менее отчетливыми, но древнеледниковые кары, цирки можно встретить и на Северном Урале до 61° с.ш., остроконечные вершины встречаются реже. Можно лишь предполагать, что южнее, самые крупные горы могли быть покрыты небольшими локальными ледниками.

Следы оледенения на хребте Басеги не обнаружены. В результате гольцовой денудации вершины хребта Басеги имеют плавные очертания, ровные плоские седловины и пологие склоны с выраженными нагорными террасами, которые придают ступенчатость склонам (Летопись природы..., 1992, 1997). Лучше всего террасированность склонов выражена на Среднем Басеге. Возникновение нагорных террас на Уральских горах, Боч и Краснов (1946) связывают с интенсивным выветриванием (в летнее время) в местах скопления медленно тающего снега и солифлюкцией.

Вышеприведенный обзор публикаций показал, что вопросы о границах и характере последнего ледникового максимума и последнего оледенения (Late Glacial Maximum) остаются открытыми. Очевидно лишь, что хребет Басеги (58°56' с.ш.; 58°29' в.д.) расположен как раз в спорной области, к которой приурочена граница максимального плейстоценового оледенения. Именно поэтому территория заповедника стала "областью переживания" для многих форм

растений (Флора и фауна..., 2016). Что касается последней волны оледенения, то она на Среднем Урале явно не носила покровного характера, что также способствовало сохранению доледниковых и межледниковых форм растительности в долинах. Однако генезис и возраст нагорных террас хребта Басеги, которые могли бы прояснить ситуацию, нуждаются в дальнейшем изучении (Ковалева, Лузянина, 2015).

1.1.2. Динамика ландшафтов Среднего Урала в послеледниковье (в голоцене)

Существующие палеоклиматические и палеоландшафтные реконструкции территории Среднего Урала в голоцене базируются на изучении палинологических архивов торфяников, озерных отложений и отложений речных террас (Герасимов, 1926; Благовещенский, 1940; Сукачев, 1946; Боярская, 1964, 1967). Их результаты, вскрывающие 4 стадии развития ландшафтов горной территории в голоцене: 1) лесотундра, 2) елово-лиственничные леса, 3) березовые леса, 4) сосновые леса, представлены в табл. 1.

Таблица 1. Этапы эволюции растительного покрова Среднего Урала в голоцене (по Сукачеву и Поплавской, 1946).

Хронология		Периоды по Блитту-Сернандеру	История ландшафтов	
Время	Абсолютная хронология, лет		Средняя полоса европейской части России	Средний Урал (исследования Сукачева)
Поздний голоцен (неоголоцен)	0-2500	Субатлантический	Максимум ели, много сосны, меньше березы, мало широколиственных	Стадия темнохвойной тайги
Средний голоцен (мезоголоцен)	2500-7700	Суббореальный	Березово-елово-сосновые леса. Уменьшение по сравнению с предыдущим широколиственных пород	
		Атлантический	Максимум широколиственных лесов, немного березовых и сосновых, мало ели	
Ранний голоцен (эоголоцен)	7700-9800	Бореальный	Безусловное господство сосново-березовых лесов. Других пород немного	Стадия березовых лесов
		Пребореальный		
Древний голоцен (палеоголоцен)	9800-12000	Субарктический (поздний дриас)	Нижний максимум ели и ивы. Сосны и березы немного	Стадия елово-лиственничных лесов
		Арктический (аллеред)	Господство ивы и березы. Мало ели и сосны	Стадия лесотундры

Обобщив ранее опубликованные палеоботанические материалы по Уральскому региону (Стефановский, 2004б; Стефановский, 2006) и используя новые палинологические данные из рыхлых отложений карстовых полостей, Лаптева (2007) восстановила динамику ландшафтно-климатических условий восточного склона Северного Урала, Среднего и Южного Зауралья за последние 50000 лет (рис. 3).

Что касается обеспеченности палеоклиматических исследований геохронологическими данными (рис. 4), то наибольшее количество радиоуглеродных дат получено для Южноуральского региона Данукаловой (2009). На западном склоне Уральских гор в целом, и на территории заповедника «Басеги», изотопные исследования до настоящего времени не проводились.

Временные рамки голоцена, как показано предыдущими работами Канищева, Ковалевой, Ковалева (2012), не совпадают в разных горных системах, так как освобождение горных регионов от ледникового покрова последнего плейстоценового оледенения происходило не одновременно. Несмотря на то, что согласно схеме голоцена Блитта-Сернандера, уточненной Хотинским (1977, 1968) для Уральского региона, начало голоцена датируется от 10,3 тысяч л.н. Стефановский (2006) ставит вопрос о понижении нижней границы голоцена, так как радиоуглеродная датировка из нижней части разреза высокой поймы р. Пышма у д. Калиновка – 10150 ± 60 лет, а возраст торфа из нижней части разреза торфяника у р. М. Утка у с. Синегорское – 10000 ± 55 лет, можно предположить, что формирование аллювия и торфяников началось задолго до начала голоцена – в конце позднего неоплейстоцена.

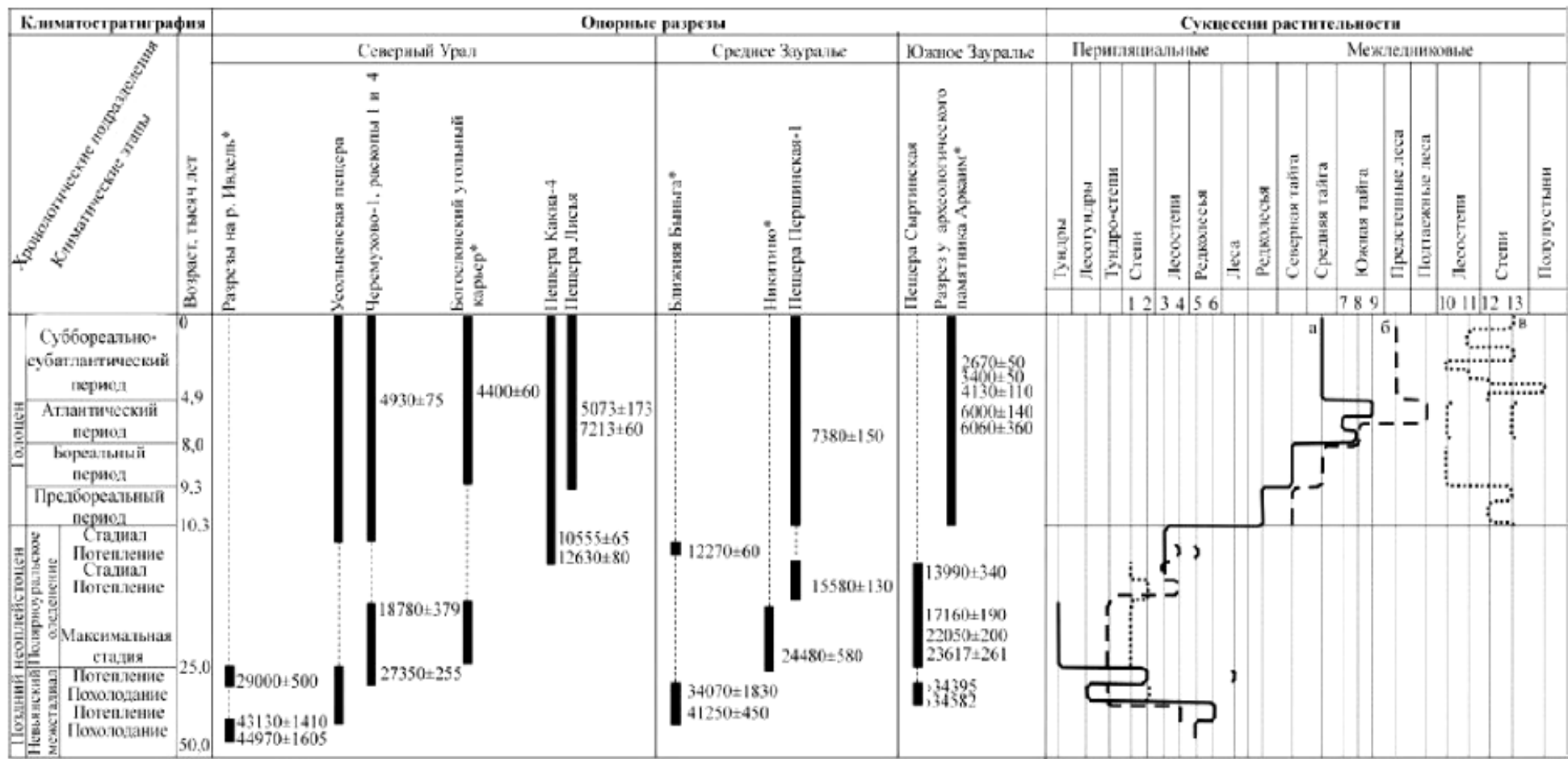


Рисунок 3. Динамика ландшафтно-климатических условий Урала в голоцене (Лаптева, 2007).

Усл. обозн.: * – литературные данные (см. Лаврушин, Спиридонова, 1999; Стефановский, 2004а, 2004б); а – в пределах подзоны средней тайги на Северном Урале, б – в пределах подзоны предельных сосновых боров Среднего Зауралья, в - в степной зоне Южного Зауралья. Растительные формации: I) перигляциальных зон: 1 – с элементами арктической флоры, 2 – с элементами таежной флоры, 3 - заросли психрофильных кустарников, 4 - еловые редколесные, 5 – елово-лиственничные и березово-сосновые, 6 – кедрово-еловые и сосново-березовые, II) межледниковых зон/подзон: 7 – с преобладанием кедра (сосны сибирской), 8 – с участием липы и вяза, 9 – с участием дуба, 10 – колковые сосново-березовые, 11 – с элементами неморальной флоры, 12 – с элементами таежной флоры, 13 – колковые сосново-березовые.

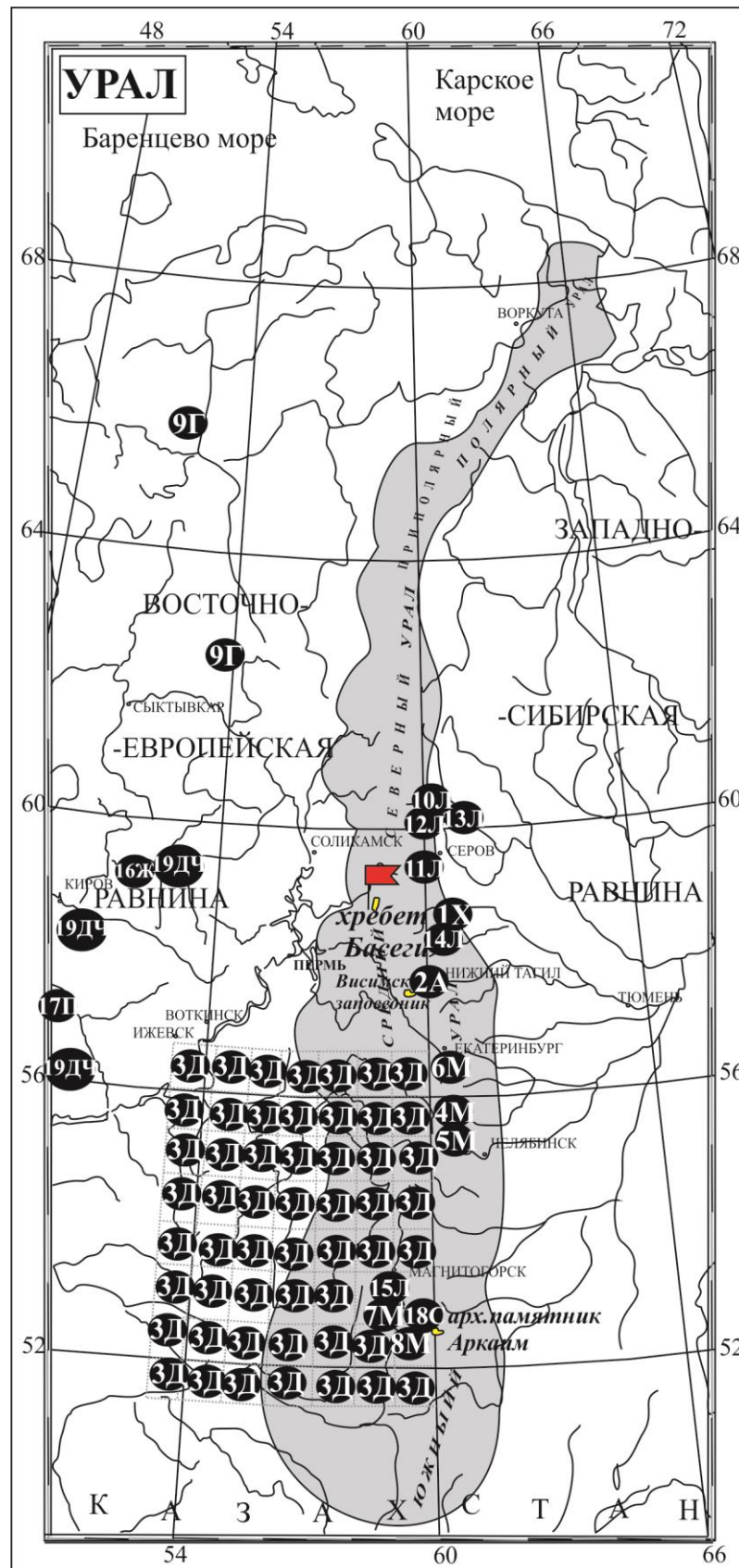


Рисунок 4. Карта-схема наличия радиоуглеродных датировок для ландшафтов Уральских гор.

Усл. обозн.: черными кругами показаны места взятия образцов для радиоуглеродного датирования (литературные данные), красный флажок – заповедник «Басеги».

Номер датировки на карте	Автор, номер из списка литературы	Географическая и геологическая привязка	Материал	Дата, лет	Период голоцена, к которому относится дата				
1X	Хотинский Н.А. Голоцен Северной Евразии. М., Наука, 1977. С. 70-82.	Аяткое (Черновское болото) Невьянский район Свердловской области	Торф	3510±90 (Mo-386)	SB-SA				
				3965±130 (Mo-388)		AT			
				4630±150 (Mo-389)	PB				
				4720±200 (Mo-390)					
				6230±150 (Mo-394)					
				9110±150 (Mo-397)					
				9780±210 (Mo-398)					
2A	Антипина Т.Г., Панова Н.К. Динамика природной среды в голоцене по данным комплексного анализа VI разреза Горбуновского торфяника // Известия Коми научного центра УрО РАН. Вып. 4 (16). Сыктывкар, 2013. С. 89-97.	Горбуновский торфяник (57°49'с.ш.; 59°57'в.д.) 220 м над ур. м.	Торф	2730±70 (SPb_500)	SA				
				2938±70 (SPb_505)	SB				
				3150±70 (SPb_509)		SB			
				3550±70 (SPb_503)	AT				
				3838±70 (SPb_501)					
				4350±80 (SPb_508)					
				4753±70 (SPb_510)					
								4748±100 (SPb_502)	
								5054±70 (SPb_504)	
								5070±90 (SPb_507)	
				5494±100 (SPb_506)					
3Д	Данукалова Г.А. Стратиграфическое расчленение верхнечетвертичных отложений Южноуральского региона // Геологический сборник N 8. Информационные материалы ИГ УНЦ РАН, 2009. С. 40-48.	д. Аркаулово, р. Юрюзань, выс. пойма, сл.5, гл. 1,0 м	Equis sp.	380±70 (ЛУ-4152)	SA				
				д. Курятмасово, руч. Тюлянь, выс. пойма, сл. 2, гл. 0,7-0,8 м	Торф	900±90 (БашГИ-81)			
						д. Курятмасово, руч. Тюлянь, выс. пойма, сл. 1, гл. 0,25-0,5 м	Торф	1389±80 (БашГИ-80)	
				д. Юкаликуль I, р. Евбаза, выс. пойма, сл. 2, гл. 0,6-0,7 м	Древесина			1460±80 (БашГИ-86)	
						Пещ. Байслан-Таш, р. Белая, сл. 2, гл. 1,05 м	Уголь	1600±50 (ГИН-10852)	
				д. Зоренька, р. Лемеза, выс. пойма, сл. 4, гл. 2,3-2,35 м	Древесина			1770±50 (ГИН-108576)	
						д. Юкаликуль I, р. Евбаза, выс. пойма, сл. 1, гл. 0,4-0,5 м	Гуминовые кислоты	1890±80 (БашГИ-882)	
				д. Ишкарово, р. Сарыяз, выс. пойма, сл. 2, гл. 1,1 м	Торф			1920±170 (БашГИ-71)	
						Утеймуллино I, р. Куз-Елга, выс. пойма, сл. 3-5, гл. 1,5-2,7 м	Древесный уголь	2290±100 (СОАН-6176)	
				д. Ишкарово, р. Сарыяз, выс. пойма, сл. 2, гл. 1,3-1,4 м	Торф			2630±110 (БашГИ-102)	SB
						д. Курятмасово, руч. Тюлянь, выс. пойма, сл. 2, гл. 1,4-1,6 м	Pinus sp.	2650±70 (БашГИ-82)	

д. Таллыкулево, сл. 1, гл. 0,5-0,6 м	Торф	2720±130 (БаиГИ-84)	
д. Ишкарово, р. Сарыяз, выс. пойма, сл. 2, гл. 1,5-1,6 м	Торф	2760±60 (БаиГИ-103)	
д. Хворостянка, р. Таналык, Таналык II, сл. 2, гл. 0,3-0,4 м	<i>Equus</i> sp.: трубчатые кости и зубы	2830±110 (ЛУ-3713)	
д. Юкаликуль I, р. Евбаза, выс. пойма, сл. 2, гл. 0,9-1,0 м	Гуминовые кислоты	2840±100 (БаиГИ-872)	
д. Ишкарово, р. Сарыяз, выс. пойма, сл. 2, гл. 1,6-1,7 м	Древесина	3110±90 (БаиГИ-104)	
д. Ишкарово, р. Сарыяз, выс. пойма, сл. 2, гл. 2,75 м	Торф	3130±150 (БаиГИ-70)	
Юкаликуль II, р. Евбаза, выс. пойма, сл. 2, гл. 1,2-1,3 м	Древесина	3160±160 (БаиГИ-88)	
д. Ст. Киешки, р. Белая, выс. пойма, сл. 4, гл. 5,5 м	Гуминовые кислоты	3230±80 (СОАН-6181)	
Юкаликуль II, р. Евбаза, выс. пойма, сл. 2, гл. 1,3-1,5 м	Оторфованный карбонатный ил	3410±50 (БаиГИ-89)	
д. Курятмасово, руч. Тюлянь, выс. пойма, сл. 2, гл. 2,0-2,2 м	Торф с древесиной	3470±90 (БаиГИ-ЛУ-729)	
д. Калиновка I, р. Лемеза, выс. пойма, сл. 3, гл. 1,7 м	Древесный детрит	3610±80 (СОАН-6175)	
д. Старые Киешки, р. Белая, выс. пойма, сл. 4 гл. 5,6 м	Древесина	3610±120 (СОАН-6180)	
Юкаликуль II, р. Евбаза, выс. пойма, сл. 2, гл. 2,2-2,35 м	Торф с древесиной	3720±100 (БаиГИ-87)	
д. У тяган, р. Азяк, выс. пойма, сл. 4, гл. 1,4-1,6 м	Древесина	3890±100 (БаиГИ-28)	
д. Килеево-д. Ст. Иликово, р. Сюнь, I., сл. 1	Торф (верхний прослой)	3980±180 (БаиГИ-69)	
д. Калиновка I, р. Лемеза, выс. пойма, сл. 7, гл. 3,9 м	Древесина	4200±110 (СОАН-6174)	
д. Ст. Киешки, р. Белая, выс. пойма, сл. 4, 5,7-5,8 м	Древесина	4375±130 (СОАН-6179)	
Утеймуллино I, р. Куз-Елга, выс. пойма, сл. 13, гл. 8,15-8,35 м	Древесина	4560±145 (СОАН-6178)	
д. Калиновка I, р. Лемеза, выс. пойма, сл. 7, гл. 4,2 м	Древесина	4620±40 (ГИИ-10859)	
д. У тяган, р. Азяк, выс. пойма, сл. 4, гл. 2,9-3,0 м	Древесина	5050±60 (БаиГИ-29)	АТ
д. Кояново, руч. Руж, сл. 1, гл. 1,5-1,6 м	Торф	6300±200 (БаиГИ-72)	
д. Кушнареново, сл. 1, гл. 0,7-0,9 м	Торф	6450±150 (БаиГИ-75)	
дд. Килеево - Ст. Иликово, р. Сюнь, выс.	Торф (нижний)	7100±150 (БаиГИ-68)	

		пойма, сл. 1, гл. 3,2 м	прослой)		
		д. Юкаликуль II, р. Евбаза, сл. 2 гл. 1,5-1,8 м	Погребенная почва	7110±220 (БауГИ-90)	
		Пещ. Байслан-Таш, р. Белая, сл. 3, гл. 0,9 м	Кость крупного млекопитающего	7140±170 (БауГИ-10854)	
		д. Ишкарово, р. Сарыяз, выс. пойма, сл. 2, гл. 2,6 м	Торф с древесиной	7620±90 (БауГИ-105)	
		д. Муллино II, р. Ик, шурф, раскоп 4, сл. 3, гл. 1,9-2,0 м	Уголь (из костра)	8320±110 (БауГИ-58)	BO
		Муллино II, р. Ик, шурф, раскоп 4, сл. 3—4 (озерные глины), гл. 2,0-2,1 м	древесина	8460±130 (БауГИ-87)	
		Муллино II, р. Ик, шурф, раскоп 4, сл. 4, гл. 2,1-2,2 м	Уголь (из костра)	8500±180 (БауГИ-59)	
		д. Ишбулатово, р. Белая, выс. пойма, сл. 5, гл. 4,3 м	древесина <i>Picea</i> sp.	8570±40 (БауГИ-31)	
		д. Ишбулатово, р. Белая, выс. пойма, сл. 5, гл. 4,5 м	древесина <i>Larix</i> sp.	8880±60 (БауГИ-32)	
		д. Абдуллино, тер., сл. 1, гл. 1,6-1,7 м	Торф	9260±210 (БауГИ-83)	
		д. Холодный Ключ, р. Сюнь I, I н.п.т., сл. 2, гл. 1,2-1,6 м	Песок с углем	9620±50 (БауГИ-76)	PB
		д. Холодный Ключ, р. Сюнь I, I н.п.т., сл. 2, гл. 1,2-1,6 м	Уголь	9650±50 (БауГИ-77)	
4M	1. Масленникова А.В. Геохимическое обоснование палеогеоэкологических реконструкций голоцена Южного Урала: автореф. дисс. канд. геолого-минер. наук / А.В. Масленникова. Томск, 2012. 23 с.	Оз. Сырыткуль (г. Карабаш)	Донные отложения озер	5500±50 9615±655 9970±65	AT PB Dr-PB
5M		Оз. Уфимское (г. Карабаш)		6265±60 10300±80	AT BO
6M	2. Масленникова А.В., Дерягин В.В., Удачин В.Н. Корреляция голоценовых разрезов донных отложений озер Южного и Среднего Урала. Вестник, 2012, № 3. С. 6-8.	Оз. Иткуль (г. Верхний Уфалей)		3280±50 9265±65	AT BO
7M		Оз. Талкас (г. Сибай)		4995±50	AT
8M		Оз. Култубан (г. Сибай)		1665±50	SA
9Г	Голубева Ю.В. Климат и растительность голоцена на территории республики Коми. Литосфера, 2008, № 2, с. 124-132.	Бассейн р. Вычегда	Озерные, аллювиальные и болотные отложения	5200±40 (ГИН-10571) 4500±40 (ГИН-10572) 3820±50 (ГИН-10573) 5370±70 (ИГ РАН-2753) 4440±40 (ИГ РАН-2751) 4280±40 (ИГ РАН-2750) 2500±30 (ИГ РАН-2749)	AT SB AT SB
		Бассейн р. Ижма			
10Л	Лаптева Е.Г. Развитие растительности и климата восточного склона Урала во второй половине позднего неоплейстоцена и в голоцене: автореф. дисс. канд. геогр. наук / Е.Г. Лаптева. М., 2007. 24 с.	Пещера Лисья	Рыхлые отложения карстовых полостей	5073±173 7213±60	AT
11Л		Пещера Каква-4		10555±65 12630±80	AL
12Л		Пещера Усольцевская		4930±75	SB-SA

13Л		Пещера Черемухово-1		18780±379 27350±255	Поздний неоплейстоцен АТ
14Л		Пещера Першинская 1		7380±150 15580±130	
15Л		Пещера Сыртинская		13990±340 17160±190 22050±200 23617±261 34395 34582	Поздний неоплейстоцен АТ
16Ж	Жуйкова И.А. Особенности ландшафтов Вятского края в атлантический период голоцена. //МАТЕРИАЛЫ Третьей Всероссийской научной конференции (с международным участием) «Динамика современных экосистем в голоцене». Казань (Республика Татарстан) 12-15 марта 2013 г. – Казань. – С. 153-156.	Разрез Чус Средняя тайга, высокая пойма р. Камы Торфяник Лычное Средняя тайга, 2-я надпойменная терраса р. Вятка Торфяник Дымное Средняя тайга, междуречье рек Кама и Волосница Торфяник Прокопьевский-1 Средняя тайга, междуречье рек Вятка и Белая Холуница Торфяник Каринский Южная тайга, междуречье рек Вятка и Чепца Торфяник Чистое Южная тайга, междуречье рек Юма и Б.Сюзюм Торфяник Муньковский Хвойно-широколиственные леса, долина р. Кильмезь Разрез Малмыж Хвойно-широколиственные леса, подошва водораздела р. Шошма	Отложения торфяников, аккумулятивные отложения р. Вятка, сапропелевые отложения оз. Шекень	6640±50 (Пахомова, 2004) 8030±80 (Пахомова, 2004) 6120±112 (ИГАН-1669) 6028±75 (ИГАН-1734) 6471±197 (ИГАН-1668) 5739±117 (ИГАН-1773) 5612±170 (ИГАН-1766) 6589±110 (ИГАН-1765) 5044±45 (ИГАН-1785) 8052±186 (ИГАН-1756) 7778±99 (ИГАН-1753) 7140±150 (ЛУ-4623)	

17П	Прокашев А.М. Генезис и эволюция почв бассейна Вятки и Камы. Киров, 2009. 386 с.	Юго-западная часть Кировской области между 57°40'-57°02' с.ш. и 47°40'-49°08' в.д.	Органическое вещество почв	340±60 (ЛУ-4512)	
				560±50 (ЛУ-4513)	
				730±80 (ЛУ-4514)	
				6240±80 (ЛУ-4511)	
				6660±70 (ЛУ-4509)	
				6800±80 (ЛУ-4510)	
				600±90 (ЛУ-1502)	
				1580±180 (ЛУ-1501)	
				2590±140 (ЛУ-988)	
				5580±140 (ЛУ-994)	
				6600±430 (ЛУ-993)	
6740±300 (ЛУ-984)					
5530±160 (ЛУ-995)					
5630±230 (ЛУ-990)					
18С	Лаврушин Ю.А., Спиридонова Е.А. Основные геолого-палеоэкологические события конца позднего плейстоцена и голоцена на восточном склоне Южного Урала // Природные системы Южного Урала. Челябинск: Чел. ГУ, 1999. С. 66–103.	Разрез у археологического памятника «Аркаим»	Органическое вещество почв	2670±50	SB-SA
				3400±50	
				4130±110	
				6000±140	AT
		6060±360			
19ДЧ	Дворников М.Г., Чашин П.В. Динамика экосистем Северо-востока Волжского бассейна в голоцене. Известия Самарского научного центра Российской академии наук. 2010. Т. 12, № 1. С. 21-26.	Торфяник Дымное 59°10' с.ш., 52°30' в.д.	Торф	6471±197	AT
				2908±100	SB
		Торфяник Прокопьевский 58°51' с.ш., 50°25' в.д.		2666±89	
				5739±117	AT
		Торфяник Лычное 59° с.ш., 52°16' в.д.		4561±95	
				9508±263	BO
				1330±82	SA
		Торфяник Каринский 58°35' с.ш., 50°20' в.д.		2656±166	SB
				6120±75	AT
				2440±107	SA
				2648±104	SB
5612±170	AT				
		6589±110			
		8697±165	BO		

Переход между плейстоценом и голоценом или *арктический период голоцена (аллеред)* отличался «суровым, но не сухим» климатом (Горчаковский, 1953, 1969) и даже «сравнительно влажным» (Овеснов, 2009).

По мнению Горчаковского (1953, 1969), с потеплением климата в конце плейстоцена, леса на Урале «продвигались вверх по склонам, покрывая до вершин средневысотные горы». Результатом оттеснения горных тундр лесами и сокращения их площади, явился «распад некогда единой гольцовой области Урала на ряд изолированных островов, связанных наиболее крупными массивами». К концу этой стадии, в предгорьях, не проникая далеко на запад, появилась пихта... Отсутствие сплошного лесного покрова содействовало развитию в это время эрозионных процессов».

На территории Среднего Урала, в аллереде, «была распространена растительность лесотундрового характера, представленная островными лесами и безлесными участками тундры с карликовой березкой, арктическими ивами и другими растениями... В островных лесах на севере преобладала ель, на юге – лиственница» (Горчаковский, 1953, 1969).

Потепление в позднеледниковье вызвало «быстрое глубокое, возможно, и полное оттаивание многолетней мерзлоты, увеличение снежности зим и преобразование растительности в тундровую, болотную или лесную» (Турков, 1981).

Взгляды на ландшафтный облик гор в *субарктическом периоде голоцена (в позднем дриасе)* разделились. В этот период, как считают Горчаковский (1953, 1969) и Лаптева (2006), климатические условия стали менее суровыми. Ландшафт лесотундры уступил место сплошным лесам с доминированием лиственничных и еловых лесов, пихта продолжает расселяться (Горчаковский, 1953, 1969).

Нижняя часть разреза (4,5-5 м) Горбуновского торфяника, соответствующая позднему дриасу, содержит пыльцу полынно-маревых группировок, кустарниковых берез и других элементов перигляциального комплекса, типичного для «суровых условиях резкоконтинентального климата и широкого распространения многолетней мерзлоты» (Хотинский, 1977).

На присутствие полярно-маревых группировок тундролесостепи в низкогорье Среднего Урала указывают и палинологические исследования Галашкинского и Шайтанского торфяников Висимского заповедника около 9880 ± 130 (Le-5829) и 9810 ± 90 (Le-5828) л.н. (Панова, 1979).

Более поздние результаты Туркова (1981) свидетельствуют, что поздний дриас ($11,4 \pm 0,1 - 10,3 \pm 0,1$ тыс. л.н.) характеризовался «глубоким похолоданием, приблизившим его климат к климату позднего вюрма» с господством лесотундры. Результаты анализа состава стабильных изотопов углерода, полученные Масленниковой и др. (2012) по тяжелым величинам $\delta^{13}\text{C}$ около -22 ‰ в отложениях озера Сырыткуль обнаруживают господство сухостепных перигляциальных видов растений около 9970 ± 65 лет назад (рис. 5).

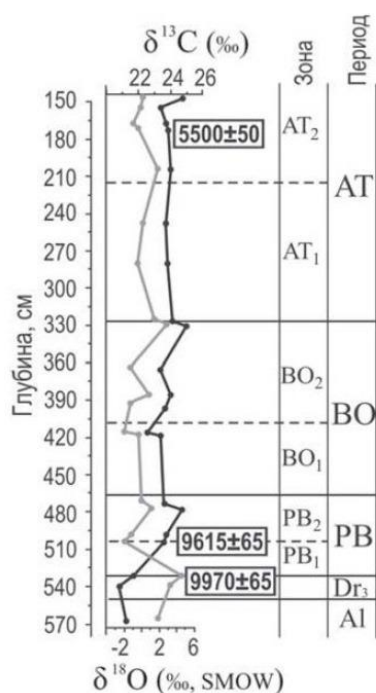


Рисунок 5. Состав стабильных изотопов углерода ($\delta^{13}\text{C}$) и кислорода ($\delta^{18}\text{O}$) в донных отложениях оз. Сырыткуль (Масленникова, 2012).

Пребореальный период (10,3-9,3 тыс. л.н.), по данным изотопных отношений углерода и кислорода (Масленникова и др., 2012), отличается резким изменением климата в сторону увеличения увлажненности: $\delta^{13}\text{C} - 24$ ‰. Нижний предел периода ясно выделяется по заметному увеличению в пыльцевых спектрах

древесных пород. Такая тенденция характерна почти для всей Северной Евразии (Хотинский, 1977).

Причину массового распространения лесных формаций, Лаптева (2006, 2007) видит в увеличении континентальности климата и увеличении тепло- и влагообеспеченности по сравнению с поздним дриасом. На Урале климат был еще холодным, а на западном склоне – избыточно влажный, что косвенно подтверждают и реконструированные на пыльцевых спектрах темнохвойные леса.

Горчаковский (1953) реконструирует господство березовых лесов в условиях теплого климата. Турков (1981) считает, что климат пребореального периода по теплообеспеченности был близок к современному. Данный вывод не подтверждается величинами изотопного отношения $\delta^{13}\text{C}$: -24 ‰ около 9615±65 лет назад против современных -25 ‰ (Масленникова и др., 2012). Пребореальное потепление резко изменило растительную картину низкогорья: заметно увеличилась доля пыльцы ели, пихты и кедра. Кратковременное похолодание второй половины РВ-периода отразилось в падении кривой пыльцы древесных пород, и увеличении маревых и полыней. В горной части пыльцевые спектры показывают обезлесивание, увеличение доли разнотравья и папоротников. Эти факты говорят о присутствии редколесий в горах и папоротниковых сообществ субальпийского типа.

Панова, Антипина (2013), по активному накоплению сапропелей в условиях лиственнично-елово-березовых редколесий, в сочетании с лугами, реконструируют во второй половине пребореала более холодные и влажные условия.

Бореальный период (9,3-8 тыс. л.н.) голоцена был теплее и суше, чем климат РВ-периода, но холоднее современного. Реконструкции для Северного Урала показали, что климат был близок «современному умеренному климату средней тайги: средняя температура июля была около +16,4°C, января -19,9°C. Средняя температура года около -0,6°C. Годовое количество осадков составляло 500 мм» (Лаптева, 2007).

Турков (1981) считает, что климат был даже теплее современного, лишь в самом конце приблизился к современным климатическим условиям. По результатам пыльцевого анализа, в горной части Среднего Урала прогрессировали темнохвойные и широколиственные (лещина, вяз) леса. «Богато представлены папоротники и разнотравье. Все это указывает на существование травяных и папоротниковых пихтово-еловых лесов близкого к современному южно-таежного характера с примесью и подлеском из широколиственных пород». Турков (1981) отмечает, что растительность низкогорья в бореале выглядит иначе, чем на предгорной равнине, «что, несомненно, связано с влагоаккумулирующей ролью Урала, которая в условиях тепло-сухой фазы бореала проявилась достаточно четко».

В Среднем Зауралье в начале периода установлено потепление с распространением сосново-березовых лесов (Панова, Антипина, 2013), а в горной части сформировались еловые леса с единичным участием широколиственных пород: липа, вяз, дуб и лещина (Панова, 2004).

Господство сосны и березы на равнине подтверждают данные аллювиальных отложений разновозрастных террас рек Среднего Урала, полученные Боярской (1964, 1967) и реконструкции Голубевой (2008).

Бореальный период у Хотинского (1977, 1968), с господством сосново-березовых лесов в условиях прохладного и сухого климата, в разрезе Аятского торфяника соответствует глубине 4,70-5,25 м (9100±150 лет); в Горбуновском торфянике – 3,75-4,20 м.

Характерный максимум пыльцы березы отмечают многие исследователи не только для Среднего Урала, но и для Русской равнины. Сукачев и Поплавская (1946), явление «бореальной эры» березняков отнесли на счет относительной континентальности климата и слабой выщелоченности почв. Потепление и иссушение климата в бореале диагностируется и по величине $\delta^{13}\text{C}$ около -23 ‰ (Масленникова и др., 2012).

Атлантический период (8-4,9 (4,6) тыс. л. н.) голоцена начинается с увеличения показателей влаго- и теплообеспеченности и характеризуется как климатический оптимум голоцена для Среднего Урала (Хотинский, 1977).

Начало формирования торфяников в среднеуральских болотах, по мнению Герасимова (1926), приурочено к атлантическому или бореальному периодам голоцена.

Турков (1981) характеризует этот период голоцена, как «термический оптимум», «время расцвета лесной растительности». Состав растительности Среднего Урала, как предполагает автор, почти не отличался от ландшафтного облика предыдущих этапов.

По Горчаковскому (1953, 1969), средний и поздний голоцен обозначается широким распространением темнохвойной тайги, с тремя фазами: «активизация широколиственных древесных пород», «внедрение степных элементов» и «расселение темнохвойной тайги». Для АТ-периода характерна активизация широколиственных формаций. Климат мягкий, поэтому «некоторые теплолюбивые древесные породы (дуб, лещина, вяз, липа) смогли расселиться еще дальше, в том числе в горные районы...». Возможно, что в это время «несколько повысился верхний предел леса в горах и сильнее распространились высокотравные луга в подгольцовом поясе.

Темнохвойные еловые леса наиболее широко расселились примерно к середине атлантического периода (Хотинский, 1977). В пыльцевом спектре Аятского болота верхний предел фазы определяется границей широколиственных пород, датированный в 6230 ± 150 лет (Mo-394), на глубине 3,45-3,5 м, что приходится на середину атлантического периода. Интересно отметить, что согласно этой дате широколиственные формации возникли позднее, чем на Русской равнины, где граница относится к более ранним отложениям бореального и даже предбореального возраста. В конце фазы на Среднем Урале, наряду с широколиственными, быстро расселяются еловые леса. «...атлантический период расцвета темнохвойных лесов, слабо выраженный на Северо-Западе и в Центре Русской равнины, – одна из наиболее характерных

особенностей послеледниковой истории развития растительности Среднего Урала, а также ряда северных областей Русской равнины и Западной Сибири». Для этой фазы получены радиоуглеродные данные двух образцов торфа – с глубины 2,60-2,65 м – 4630 ± 150 лет (Мо-389) и с глубины 2,70-2,75 м – 4720 ± 200 лет (Мо-390). Обширный палеогеографический материал, полученный Хотинским для других регионов Евразии, позволил сделать вывод, что процесс распространения широколиственных лесов на Среднем Урале и в ряде районов Русской равнины достиг кульминации примерно в одно и то же время – в конце атлантического периода» (Хотинский, 1977).

Результаты палинологического изучения голоценовых отложений Голубевой (2008) свидетельствуют, что переход к атлантическому периоду для современной подзоны средней тайги ознаменовался распространением еловых лесов с сосной, березой и широколиственными породами; в современной подзоне северной тайги – на смену березовым лесам пришли еловые с березой и единичными широколиственными. Среднемесячная температура июля в южных районах составляла около $16,5-17^{\circ}\text{C}$; на севере – около $15,5-16,5^{\circ}$. Среднегодовые температуры на юге территории – $0-2 (-2)^{\circ}\text{C}$ и в северной части – $(-2)-(-4,5)^{\circ}\text{C}$. В середине АТ-периода характеризуются похолоданием, косвенно подтверждаемое уменьшением доли широколиственных пород, увеличением ерниковых зарослей и березняков, сменявшим еловые леса. Рассчитанные температуры для июля понижены, в среднем, на $0,5^{\circ}\text{C}$ (Голубева, 2008).

Атлантический период голоцена реконструирован Жуйковой (2013, 1999) из отложений торфяников, аккумулятивных отложений р. Вятка, сапропелевых отложений оз. Шекень в комплексе с радиоуглеродными датами как сосновые леса. В северных и западных районах сосновые формации доминировали в первой половине АТ-периода, позднее, сменившись, березовыми лесами.

С точки зрения Лаптевой (2007), в горной полосе Среднего Урала, «в первую половину атлантического периода (8-6 тыс.л.н.) преобладали березово-еловые и березово-сосново-еловые леса с участием сосны сибирской и незначительным количеством широколиственных пород – липы, вяза, реже дуба.

В первую половину периода, на восточном склоне Северного Урала, средняя температура января – 16,8°C, июля +16,4°C, года – около 1°C, среднегодовое количество осадков 650-700 мм. Вторая половина этого этапа ассоциируется с климатическим оптимумом, когда в составе хвойных лесов значительно возросла роль пихты и широколиственных пород. В оптимум – теплый и достаточно влажный климат: средняя температура июля на Северном Урале +17,8 °C, января - 15,5°C. Годовая температура около +2°C. Продолжительность вегетационного периода не менее 110 дней, сумма температур выше 10°C около 1800-1900°C. Среднегодовое количество осадков 800-850 мм. Во время кратковременного похолодания в зимний период абсолютный минимум -35...-40°C, а среднегодовая температура 0°C.

Панова, Антипина (2013) описывают первую половину атлантического периода как умеренно теплую и сухую, а вторую – более влажную. В период среднего голоцена большую долю в растительных формациях горной полосы Среднего Урала занимают темнохвойные леса (Панова, 1979).

Для восточного склона Среднего Урала этот этап ознаменовался доминированием елово-сосновых лесов с примесью липы, пихты, вяза (Панова, Антипина, 2013).

Изотопная кривая, представленная Масленниковой и др. (2012), выглядит весьма равномерной на протяжении всего атлантического периода (-24‰), лишь после 5500±50 лет назад отклоняясь в сторону тяжелых значений сухого и теплого климата, а к концу атлантического периода обнаруживает резкое увеличение увлажненности (-25 ‰).

Суббореальный период голоцена Хотинский (1977) описывает как «довольно прохладный и относительно влажный». Верхняя часть спорово-пыльцевой диаграммы Аятского болота соответствует суббореальному и субатлантическому времени. Нижняя граница фазы выделяется на глубине 2,60 м. Здесь, кривые пыльцы древесных пород имеют спокойный, ровный характер, без существенных колебаний (в отличие от изменений на Северо-Западе и в Центре

Русской равнины). По-прежнему, основу леса восточного склона составляют березово-сосновые леса, с участием ели и пихты.

Исследования Туркова (1981) позволили конкретизировать период, разделив его на три климатические фазы: кратковременное похолодание; более длительное потепление, которое по температурам было похоже на АТ-период, но по увлажнению – суше; похолодание и увеличение влажности. В динамике растительного покрова Турков (1981) видит расцвет пихтово-еловой тайги. В целом, же, суббореал – этап становления современных биогеоценозов.

По Горчаковскому (1953), в этот период на равнине происходит «внедрение степных элементов», а в горной части Среднего Урала проявляется экспансия лесной растительности в зону тундры.

Голубева (2008) различает в суббореале три климатические фазы. В начале периода пыльцевые спектры указывают на похолодание – температура июля резко понизилась 2,5-4,5°C и года на 4-5°C. Потепление климата в середине, как считает автор, подчинено позднеатлантическому потеплению. Средняя температура июля на юге 17-18°C, на севере – 16-17°C, что выше на 2-3°C современных параметров; среднегодовые температуры превышали на 2,5-3°C. В конце периода температуры лета, по сравнению с предыдущими, опустились на 2-2,5°C, среднегодовые – на 4-5°C.

В Зауралье произрастают елово-сосновые леса с пихтой и примесью липы, вяза, дуба (Панова, Антипина, 2013).

Переход к *субатлантическому периоду* отмечен по очередному повышению влажности климата (Панова, Антипина, 2013).

Горчаковский (1953, 1969) в субатлантический период установил фазу расселения темнохвойной тайги. Темнохвойные леса стали вытеснять широколиственные (этим объясняются многочисленные находки широколиственных пород под пологом темнохвойной тайги). «Несколько улучшается рост леса на высокогорьях и местами повышается границы леса в горах», расширилась полоса субальпийских лугов.

По данным Туркова (1981), в субатлантический период отчетливо выявляется сухая и теплая фаза (2,5-0,65 тыс.л.н., с экстремумом в VIII-X вв.н.э.), называемая «малый климатический оптимум». Последние два века являются переходными к очередной сухо-теплой климатической фазе». Что касается низкогорья, во время «малого оптимума» «широколиственные породы распространились, по меньшей мере, на 100 м вверх и на 50 м вниз от современного их положения, т.е. в пределы нынешних высокотравных пихтово-еловых лесов, где только обилие травянистых неморальных видов свидетельствует о былом распространении широколиственных пород...».

Голубева (2008) выделяет три фазы в субатлантическом периоде. Фаза SA-1 характеризуется температурами июля ниже современных на 0,5°C, на 3°C – на севере. Среднегодовые температуры были ниже на 2,5-3°C. В фазе SA-2 сильнее распространились темнохвойные леса, что было обусловлено наступившим потеплением, получившим название «малый климатический оптимум». В конце субатлантического периода (фаза SA-3) последовало похолодание, которое сопоставляется с «малой ледниковой эпохой» XVI-XIX вв. в Северной Евразии. Наконец, интервал между малым ледниковым периодом и современным потеплением (1911-1930 гг.), характеризуется температурами ниже современных на 0,5°C для сегодняшней подзоны средней тайги, а в северотаежной зоне – на 1°C.

Панова, Антипина (2013) считают, что в SA-период на восточном склоне окончательно сложились современные южно-таежные леса с доминированием сосны. Западный склон Среднего Урала – район с достаточным увлажнением, поэтому здесь сформировались темнохвойные леса (Лаптева, 2006, 2007).

Сводные литературные данные по динамике ландшафтов Среднего Урала представлены на рисунке 6 и в таблице 2.

Таким образом, современный облик ландшафтов Среднего Урала обусловлен сложной динамикой климатических событий плейстоцена и голоцена. Уникальное биоразнообразие заповедника «Басеги» во многом связано с пограничным расположением особо охраняемой природной территории по

отношению к линии распространения максимального плейстоценового оледенения. Последняя волна оледенения не носила в изучаемом регионе покровного характера.

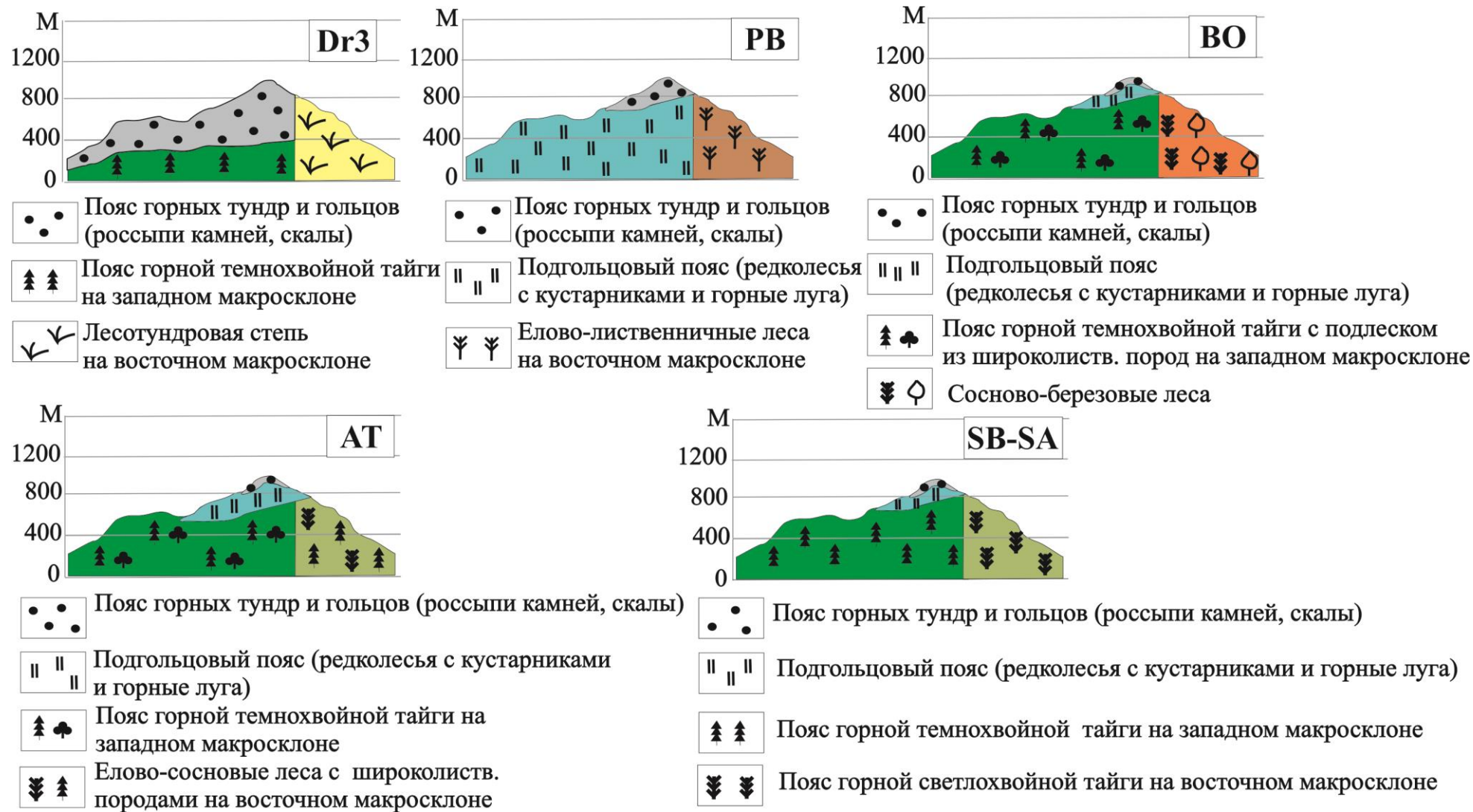


Рисунок 6. Карта-схема динамики растительности на западном и восточном склонах Среднего Урала в голоцене (составлена по литературным данным).

Таблица 2. Динамика ландшафтов и климата низкогорья Среднего Урала.

Периоды	Обеспеченность радиоуглер. датами	Климатические условия	Растительный покров западного склона Среднего Урала
Авторы: Турков, (1981); Лаптева, (2006, 2007); Панова, Антипина, (2013); Голубева, (2008); Хотинский, (1977); Масленникова, 2012; Масленникова и др., 2012; Панова, 1979, 2013; Сукачев, Поплавская, 1946; Горчаковский, 1953, 1969; Овеснов, 2009; Жуйкова, 2013, 1999; Лаврушин, Спиридонова, 1999; Данукалова, 2009.			
AL	11680±90, 11270±55	Холодный, но сравнительно влажный. Быстрое глубокое, возможно, и полное оттаивание многолетней мерзлоты, увеличение снежности зим.	На равнине – лесотундровые формации. В предгорьях к концу стадии появилась пихта. С потеплением климата леса до вершин покрывали средневысотные горы.
DR 3	10300±80 9970±65	Холодный и, видимо, достаточно сухой. Суровые условия резко континентального климата и широкое распространение многолетней мерзлоты.	На равнине – стадия елово-лиственничных лесов или некоторые считают, что еще сохраняется господство горных тундр и тундролесостепи. В горах продолжает расселяться пихта.
PB	9880±130, 9810±90, 9780±210, 9650±50, 9620±50, 9615±65, 9610±40, 9265±65, 9260±210, 9100±150	В первой половине – теплый и влажный, во второй – кратковременное похолодание. На западном склоне – избыточное увлажнение.	Массовое распространение лесных формаций для всего Урала. На равнине – стадия березовых лесов, некоторые предполагают, что все еще присутствуют елово-лиственничные редколесья. На западном склоне в предгорье – темнохвойные леса, в горах – во второй половине периода присутствуют редколесье и папоротниковые сообщества субальпийского типа.
BO	8950±60, 8880±60, 8570±40, 8500±180, 8460±130, 8320±110, 8052±186, 8030 ± 80	Раннебореальное потепление (теплый и относительно сухой климат). Во второй половине – прохладный и влажный (сухой). Климат Северного Урала близок современному умеренному климату средней тайги: средняя температура июля +16,4°C, января -19,9°C. Средняя температура года -0,6°C. Годовое количество осадков 500 мм.	В горах в начале периода – травяные и папоротниковые пихтово-еловые леса с примесью и подлеском из широколиственных пород. Во второй половине – некоторое уменьшение роли лесной растительности за счет увеличения травянистых группировок. На равнине – стадия березово-сосновых лесов.
AT	7778±99, 7620±90, 7380±150, 7280±50, 7213±60, 7140±170, 7140±150, 7110±220, 7100±150, 6680±130, 6640±50, 6589±110, 6471±197, 6450±150, 6300±200, 6265±60, 6230±150, 6120 ± 112, 6028 ± 75, 5739 ±117, 5670±30, 5612 ± 170, 5500±50, 5470±90, 5370±70, 5200±40, 5073±173, 5050±60, 5044±45, 4995±50,	Климатический оптимум голоцена. Можно выделить раннеатлантическое потепление (8-7 тыс. л.н.); среднеатлантическое похолодание (7-6 тыс. л.н.) – температура июля понизилась на 0,5 °C; позднеатлантический оптимум (6-5 тыс. л.н.) – наиболее высокие температуры июля и года. На переходе к суббореалу климат изменился в сторону похолодания и сухости.	Широколиственные леса стали занимать значительную площадь на западном склоне Среднего Урала. Возможно, несколько повысился верхний предел леса в горах и сильнее распространились луга.

	4720±200, 4630±150		
SB	4500±40, 4440±40, 4620±40, 4560±145, 4375±130, 4280±40, 4200±110, 4110±50, 3980±180, 3965±130, 3890±100, 3820±50, 3720±100, 3630±30, 3610±80, 3610±120, 3550±70BP, 3510±90, 3470±90, 3410±50, 3280±65, 3230±80, 3160±160, 3150±70 BP, 3130±150, 3110±90, 2938±70 BP, 2840±100, 2830±110, 2760±60, 2730±70 BP, 2720±130, 2650±70, 2630±110, 2500±30	Три фазы: SB1 – прохладный и влажный; SB2 – теплый и относительно сухой «суббореальный ксеротерм»; SB3 – прохладный и относительно влажный.	На равнине – фаза внедрения степных элементов. Расцвет пихтово-еловой тайги, этап становления современных биогеоценозов. В горах – экспансия лесной растительности на тундру. Уменьшается участие широколиственных пород. Напочвенный покров становится беднее, почти исчезают папоротники, сокращается качественный и количественный состав разнотравья.
SA	2290±100, 1920±170, 1890±80, 1770±50, 1665±50, 1600±50, 1460±80, 1440±70 (Ki-18779), 1389±80, 1300±90 (Ki-18778), 900±90, 380±70, 210±60	Три фазы: SA1 – теплый и относительно сухой «малый оптимум». SA2 – прохладный и влажный «малый ледниковый период» XVI-XIX вв. SA3 – переходный к теплоте и относительно сухому. Интервал между малым ледниковым периодом и современным потеплением (1911-1930 гг.) характеризуется температурами ниже современных на 0,5°C для сегодняшней подзоны средней тайги, а для северотаежной зоны – на 1°C.	SA1 – усиление в составе темнохвойных лесов широколиственных пород. Широколиственные породы распространились, по меньшей мере, на 100 м вверх и на 50 м вниз от современного их положения, т.е. в пределы нынешних высокотравных пихтово-еловых лесов, где только обилие травянистых неморальных видов свидетельствует о былом распространении широколиственных. SA2 – выпадение лещины и сокращение других широколиственных пород. SA3 – современный покров пихтово-еловых лесов. Несколько улучшается рост леса на высокогорьях и местами повышается границы леса в горах, сильнее распространились высокотравные луга в подгольцовом поясе.

1.2. Характеристика почв Среднего Урала

На фоне усилившейся тенденции появления палеопочвенных реконструкций в РФ (Эволюция..., 2015), и освоением, в этом отношении, Уральского региона (Эволюция..., 2015; Русанова, Кюхри, 2001), особенно большого количества почвенно-археологических исследований – в Предуралье (Хохлова и др., 2010, 2014; Прокашев, 2009) и Зауралье (Лаврушин, Спиридонова, 1999), не ведутся работы по изучению эволюции почвенного покрова западного склона Среднего Урала. С другой стороны, свойствам горных почв региона посвящено большое количество литературного материала.

Долгое время считалось, что горные почвы Среднего Урала – подзолистые аналоги равнинных почв, позже почвы отнесли к кислым неоподзоленным (Иванова, 1947, 1949). Затем концепция была пересмотрена, и были выделены бурые лесные почвы (Михайлова, 1976; Фирсова, Дедков, 1983).

Первые сведения о горных почвах Пермской губернии дает Рисположенский (1909). В его работах отмечено, что в западной части Среднего Урала распространены «каменистые почвы».

В монографии Маландина «Почвы Урала» (1936) представлено описание физико-химических свойств почв и даны рекомендации по повышению эффективности их плодородия. Отдельная глава посвящена почвам хребтовой полосы Урала, которые рассматриваются как объект для сельскохозяйственного освоения. Автор пишет о преобладании почв подзолистого типа, в отдельных частях – болотных, либо «недоразвитых каменистых». Маландин (1936) выделяет главную отличительную черту горных почв – «наличие в поверхностных горизонтах щебенчатых или каменистых частиц». Интересно, что исследователь заметил для некоторых почв проблему установления по внешнему виду степени оподзоленности. Автор ссылается на проф. Никитина, который называет такие почвы «палево-подзолистыми», объяснив отсутствие внешних проявлений «замаскированностью подзолообразовательного процесса поверхностным переувлажнением» (Маландин, 1936).

С 1939 по 1945 г.г., почвенный институт Академии Наук СССР проводит исследования по изучению почв Урала в системе Уральской комплексной экспедиции под руководством Прасолова, Герасимова и Ивановой, охватив Предуралье, горный Урал и Зауралье. По результатам экспедиции, Богатыревым, Вадковской и Ногиной, под редакцией Ивановой была составлена первая почвенная карта Среднего Урала в масштабе 1:1000 000 (Иванова, 1949). Современной территории заповедника соответствовал район горных среднеподзолистых и горных дерново-среднеподзолистых почв. Впоследствии, горные почвы Среднего Урала изучали Богатырев (1947, 1962), Иванова (1947, 1949), Ногина (1948).

Наиболее подробную характеристику горным почвам Уральского региона дает Иванова (1947, 1949). «Впервые, для центрально-горной части Урала были установлены вертикальная зональность и характерный для нее спектр почв (горно-тундровые, горно-луговые альпийские и субальпийские, горно-лесные дерновые, горно-лесные кислые неоподзоленные, горно-подзолистые)...» (Михайлова, 1990). В ходе исследований Иванова устанавливает тесную связь пород с почвенным покровом. Иванова, совместно с Богатыревым, выделили примитивно-аккумулятивные почв, приуроченные к вершинам. Отмечены специфические свойства горных почв Урала: «высокая гумусность» и «повышенная кислотность» (Михайлова, 1990).

Интересно, что в северной части Среднего Урала Иванова (1947, 1949) обнаруживает «кислые неоподзоленные почвы под темнохвойными лесами», которые нестандартны тем, что «при высокой кислотности они морфологически не оподзолены... Причины, тормозящие оподзоливание кислых неоподзоленных почв, Иванова (1947, 1949) видит в высоком содержании поглощенного алюминия и его коагулирующем действии на коллоиды и предполагает, что в этих почвах содержание полуторных окислов превышает порог коагуляции с органическим веществом и система перестает быть подвижной... высокая кислотность этих почв угнетает деятельность микроорганизмов, в результате чего уменьшается энергия биохимических процессов и ограничивается возможность

оподзоливания... Иванова отмечает растянутый гумусовый профиль в слабооподзоленных вариантах этих почв и делает вывод, что процесс оподзоливания приближается к иллювиально-гумусовому» (Михайлова, 1990).

Исследования почв Урала под руководством Ивановой, позволили выделить в формировании почвенного покрова автоморфные ландшафты как с морфологически недифференцированным профилем, так и дифференцированные почвы (с гор. А₂) (Михайлова, 1990). К группе почв, с не дифференцированным профилем, относятся буроземы грубогумусные (средняя тайга) и дерново-буроземные почвы (северная часть Южного Урала). Почвы приурочены к склонам гор. Там, где ниже по склону, в почвах количество щебня уменьшается, появляются признаки оподзоливания. К почвам с дифференцированным профилем Иванова относит «почвы на щебнистых отложениях с супесчаным, легко- или среднесуглинистым мелкоземом и проявлением иллювиально-гумусового процесса (подзолы) и почвы на преимущественно мелкоземистых средне- и тяжелосуглинистых или глинистых отложениях (подзолистые)» (Михайлова, 1990). Подзолы можно встретить наряду с буроземами грубогумусными (Иванова, 1947). В работе «Горно-лесные почвы Среднего Урала» Иванова (1949) подробно описывает морфологические, химические, физические и другие свойства почв низких гор, средних гор и высокогорий, подчеркивая специфические особенности горных почв Урала.

На высоте выше 900-1000 м н. у.м. Иванова (1947, 1949) утверждает, что появляются типичные высокогорные почвы: горно-тундровые и дерново-горно-луговые альпийские и субальпийские под высокогорными лугами; дерновые горно-лесные под высокогорным еловым редколесьем с травяным покровом.

Важно отметить, что, до исследований Ивановой (1949) было общепринято, что в таежной зоне Урала господствует подзолообразовательный процесс, концепция которого распространялась и на горную полосу, хотя ранее, другими исследователями, уже отмечались специфические особенности почв. Но выделение кислых неоподзоленных почв заставило ученых пересмотреть мнение о доминировании подзолистых почв в таежной зоне с холодным и умеренно

холодным климатом. Иванова (1949) предлагала «выделить особую провинцию горных почв Урала, отличающихся как от почв прилегающих равнин, так и от почв других горных сооружений».

Дерновые горно-лесные почвы, как особую географическую форму горного почвообразования Урала, впервые обозначил Богатырев (1947). Эти почвы формируются под елово-пихтовыми лесами с травянистым покровом, в котором встречаются элементы субальпийского разнотравья. Описанные почвы являются переходными между дерново-луговыми почвами субальпийской зоны и горно-лесными почвами и их можно отнести «без особых сомнений к разновидностям высокогорных почв».

В продолжение работ Уральской комплексной экспедиции Академии Наук СССР, под руководством Ивановой, Ногиной (Ногина, 1948) выполнен отчет «Влияние пород на подзолообразование в горной части Среднего Урала». Район исследований занимает восточный склон Уральского хребта, центрально-горную полосу и западный склон ($57^{\circ}40'$ с.ш. и $57^{\circ}30'$ в.д.). «Наиболее распространенными почвообразующими породами в пределах исследованной горной части Среднего Урала являются элювий и элювий-делювий плотных пород: серицитовых сланцев, змеевиков и карбонатных пород... Наиболее низкая величина рН соответствует элювию серицитового сланца... это обуславливается большим количеством обменного алюминия». Также Ногина (1948) замечает, что для почв на серицитовых сланцах характерна наименьшая степень оподзоленности.

Генезис почв горных лугов были изучен Тифловым (1951, 1952) на хребте Басеги. Исследования касались отдельных пунктов, которые потенциально рассматривались, для расширения площадей сенокосов и пастбищ. Ученый 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 выделены 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. Тифлов (1951, 1952) в своих работах описывает, 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 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 описаны горно-луговые почвы под мелкотравными и крупнотравными злаково-разнотравными лугами. По физико-химическим свойствам, обнаружено, что горно-луговые почвы, по сравнению с горно-тундровыми, более насыщены основаниями, с меньшей емкостью катионного обмена и, в целом, горные почвы – кислые. 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. Тифлов (1951, 1952) не обнаружил признаки оподзоленности у горно-луговых почв, объясняя тем, что дерновых процесс достиг стадии, когда «продукты биологической аккумуляции веществ начинают оказывать свое действие по всему почвенному профилю». Также автор приводит к своим работам подробную характеристику видового состава субальпийских лугов, дает рекомендации по их сельскохозяйственному использованию и улучшению с применением удобрений.

В первой монографии, посвященной почвам Пермского края, Коротаев (1962), на западном склоне Среднего Урала выделил Горноуральский почвенный округ, разделенный на два почвенных района: 1) западный предгорный – тяжелосуглинистых подзолистых, дерново-подзолистых и заболоченных почв; 2) горный уральский – горно-лесных и горно-луговых почв.

Фирсова (1963, 1968, 1991) сосредоточила проведение исследований на уральских бурых горно-лесных почвах Северного и Среднего Урала. Автор

впервые определила диагностические признаки бурых горно-лесных почв Урала. В ее работах представлены результаты морфологических свойств, каменистости, гранулометрического и валового состава, органического вещества и содержания форм железа в зависимости от их положения в рельефе, растительности и почвообразующих пород. Больше внимание Фирсова (1963) уделяет лесным подстилкам и выяснению их роли в биологическом накоплении элементов. Анализ данных позволил автору установить, что доля участия бурых горно-лесных почв в структуре почвенного покрова горных территорий Урала колеблется от 30 до 60 %. Однако, в той же широте, на прилегающей равнине, бурые горно-лесные почвы не обнаружены. То есть, почвы встречаются там, «где ближе к поверхности залегают горные породы, т.е. ... почвы в условиях Урала имеют ... небольшую мощность и формируются при хорошем дренаже» (1991). Кроме того, Фирсовой (1968) удалось провести сравнительный анализ свойств бурых горно-лесных почв Урала на гранитах с буроземами на гранитах Болгарии и Северного Кавказа.

Главатских (1971) 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 высоко дисперсным 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.

Михайловой (1976) впервые были представлены результаты микроморфологического анализа бурых грубогумусных почв Центрально-горной полосы Среднего Урала. Выявлено наличие в них слабо выраженных процессов лессиважа и оподзоливания. Показатели химических свойств буроземовидных почв являются результатом сочетания трех основных процессов:

внутрипочвенного выветривания, биогенной аккумуляции и выщелачивания «... высокий резерв неустойчивых к выветриванию минералов и высокое содержание несиликатных полуторных окислов способствует нейтрализации органического вещества и затормаживанию процессов дифференциации почвенного профиля».

На территории Висимского заповедника (западный склон Среднего Урала) Арефьевой (1979) проведена инвентаризация почв. Почвенный покров южной тайги представлен бурыми горно-лесными сильнокаменистыми почвами со слабо дифференцированным среднemosным профилем. Процесс буроземообразования Арефьевой (1979) рассматривался, согласно Зонну (1966), как начальная стадия подзолообразования. Почвы имеют типичные признаки горных бурых горно-лесных почв, выделенные ранее Ивановой (1947, 1949), Фирсовой (1963) и др.: щебнистость, малая мощность, отсутствие признаков оподзоливания. Однако на их фоне встречаются почвы, которые имеют морфологически выраженную оподзоленность в виде осветления «верхней части профиля и белесой присыпки... без проявлений классического процесса оподзоливания». Наличие белесого горизонта Арефьева (1979) объясняет «длительно сохраняющейся сезонной мерзлотой и медленным оттаиванием почв весной в условиях интенсивного промывного режима».

В фундаментальную работу «Почвы высоких широт горного Урала» Фирсовой и Дедкова (1983) вошли исследования почв горных мерзлотных областей. Ученые устанавливают, что почвенный покров Полярного Урала представлен «тундровыми криогенно-глеевыми почвами, подбурами и подзолистыми иллювиально-железисто-гумусовыми почвами. Этот ряд почв аналогичен почвам прилегающих равнин, где формируются их равнинные варианты». На Приполярном Урале, кроме вышеперечисленных типов, «представлены подзолы иллювиально-железистые, горно-тундровые перегнойные и горно-таежные бурые». На Северный Урал распространяется ареал бурых почв, в которых лучше выражены элювиальные процессы.

Почвенный покров является фундаментальной основой сохранения ландшафтного и биологического разнообразия природных комплексов

охраняемых территорий (Чернова, Снакин, Присяжная, 2012), но в в российских заповедниках стационарные почвенные исследования на сегодняшний день ведутся явно недостаточно (Почвы заповедников..., 2012). До установления заповедного режима на хребте Басеги, почвенные исследования начались Канисевым (1964; Летопись природы..., 1992) – были описаны горно-лесные примитивно-аккумулятивные почвы. В проект организации заповедника «Басеги» (1981) уже был включен список почв заповедника, представленный горно-тундровыми, дерновыми горно-луговыми, дерновыми горно-лесными, подзолистыми, торфянисто-подзолисто-глеевыми, торфянисто-перегнойными почвами и буроземами. Позже, Канисевым (Летопись природы..., 1992), уже в рамках научно-исследовательской программы заповедника, начата инвентаризация почв в южной части особо охраняемой территории. В Летопись природы за 1992 г. включен отчет с подробным морфологическим описанием и характеристикой физико-химических свойств почв г. Южный Басег (торфянисто-грубогумусные мелкоподзолистые, грубогумусные подзолистые, подзолистые, бурые оподзоленные, бурые глубокоподзоленные почвы).

С 2000 г. специалисты МГУ (Изучение структуры..., 2003) приступили к изучению ландшафтов, почвенного и растительного покрова заповедной территории хребта Басеги. В ходе работ была обследована северная часть территории заповедника от р. Усьвы до г. Средний Басег и от верховьев р. Малый Басег до среднего течения р. Порожней. На основе полевой диагностики с морфологическим описанием на большей территории выявлены буроземы грубогумусовые разной степени оглеенности, оподзоленности, оторфованности. Под субальпийскими лугами доминирует луговой процесс почвообразования; вскрыты дерновые горно-луговые, дерново-лесные и дерново-буроземные почвы. К горно-тундровому поясу и субальпийскому криволесью приурочены подбуры и дерново-лесные грубогумусовые слаборазвитые почвы.

В последние годы повышенное внимание уделяется оценке изменений свойств почв под воздействием антропогенной нагрузки. В 1994-2004 гг., Ворончихина и Ларионова (2003, 2004, 2005) взяли за изучение влияния

техногенного загрязнения в горно-таежных ландшафтах на примере заповедника «Басеги»; провели биогеохимическую оценку природных комплексов, а также выполнили детальные эколого-геохимические исследования почв. Результаты данных указывают на мощное антропогенное воздействие на заповедник «Басеги», обусловленное «особенностями регионального воздушного переноса загрязнителей и барьерной ролью самих хребтов ... почвы выступают как мощный поглотитель поллютантов» (2005). По материалам диссертации Ларионовой (2004), «в заповеднике «Басеги» средние концентрации практически всех рассматриваемых элементов превышают нормы, рассчитанные Саетом, в отличие от заповедника «Вишерский». Уровень загрязнения снежного покрова автор оценивает, как низкий; в лесной подстилке выявлена «активная аккумуляция тяжелых металлов»; отмечена высокая концентрация подвижных форм тяжелых металлов в органо-минеральном горизонте почв.

С 2007 по 2012 г. полевые почвенные исследования в заповеднике велись сотрудником Кульковой (2012), ограничившись морфологическим описанием почв; автором составлена почвенная карта территории заповедника (рис. 7).

С 2009 г. Пермской государственной сельскохозяйственной академией под руководством доцента кафедры почвоведения Самофаловой, начались расширенные исследования почвенного покрова территории заповедника «Басеги» (2012, 2014, 2013, 2015; Samofalova, 2015).

Современная почвенная карта Пермского края (рис. 8) показывает, что в горной части не установлена вертикальная зональность почв, что не соответствует действительности.

В настоящее время изучение почвенного покрова широко ведется севернее по Уральскому хребту. Например, на Северном Урале большая работа проделана в Печоро-Ильчском заповеднике (Почвы и почвенный покров Печоро-Ильчского заповедника..., 2013; Семиколенных, Добрынин, 2010; Бовкунов, Семиколенных, 2010; Титова, Горячкин, 2010; Семиколенных и др., 2013). Спектр почвенного покрова в заповеднике представлен подзолами, ржавоземами, буроземами, почвами горных лугов, торфяными и глеевыми почвами.

В изучение генезиса почв Полярного и Приполярного Урала (подбуры, подзолы, буроземы и др.), в условиях криогенеза, большой вклад внесли Дымов и Жангуров (2011, 2012, 2013).

Почвенный покров является фундаментальной основой сохранения ландшафтного и биологического разнообразия природных комплексов охраняемых территорий (Чернова, Снакин, Присяжная, 2012), но в в российских заповедниках стационарные почвенные исследования на сегодняшний день ведутся явно недостаточно (Почвы заповедников..., 2012).

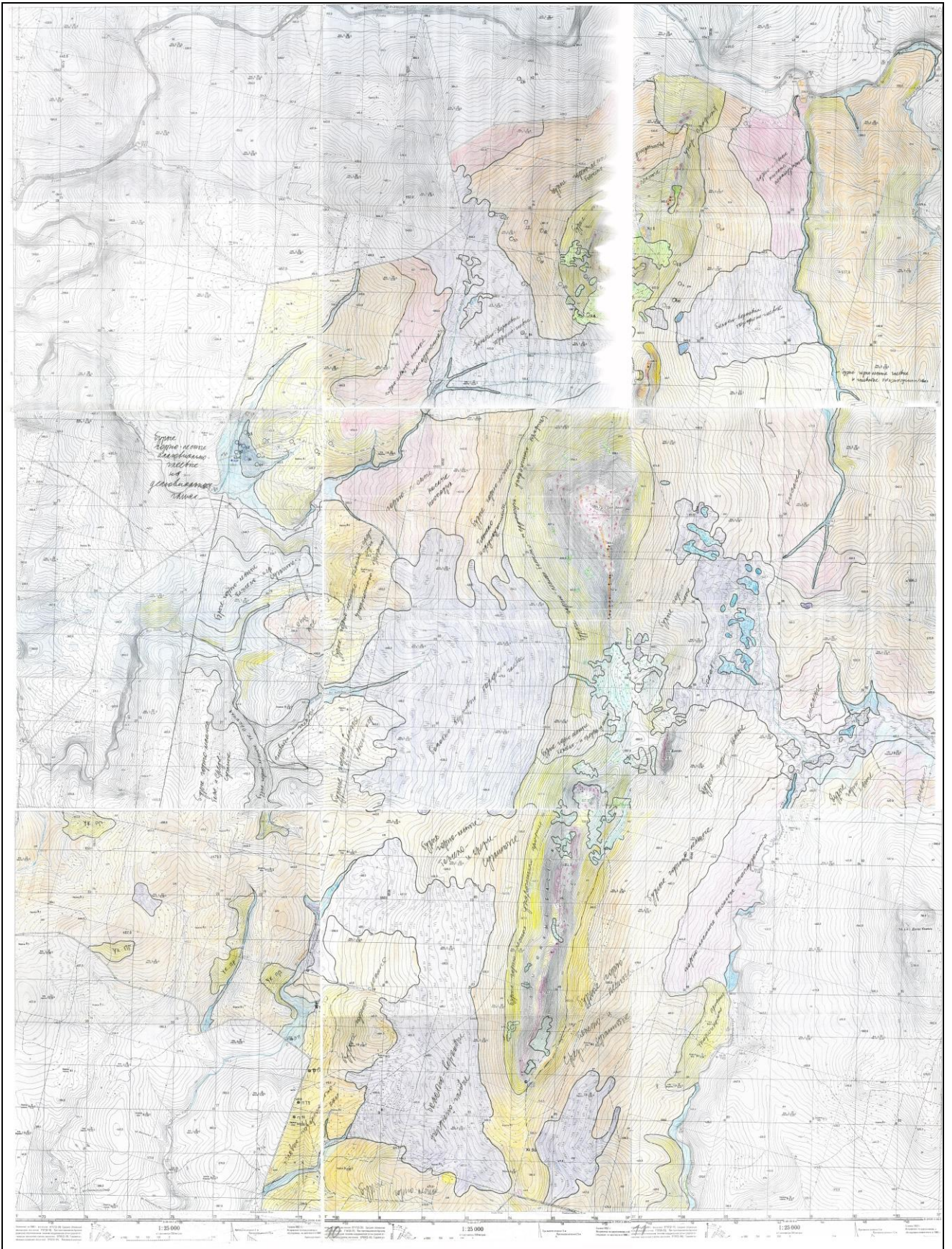


Рисунок 7. Почвенная карта заповедника «Басеги» (автор – научный сотрудник заповедника Кулькова Л.В.).

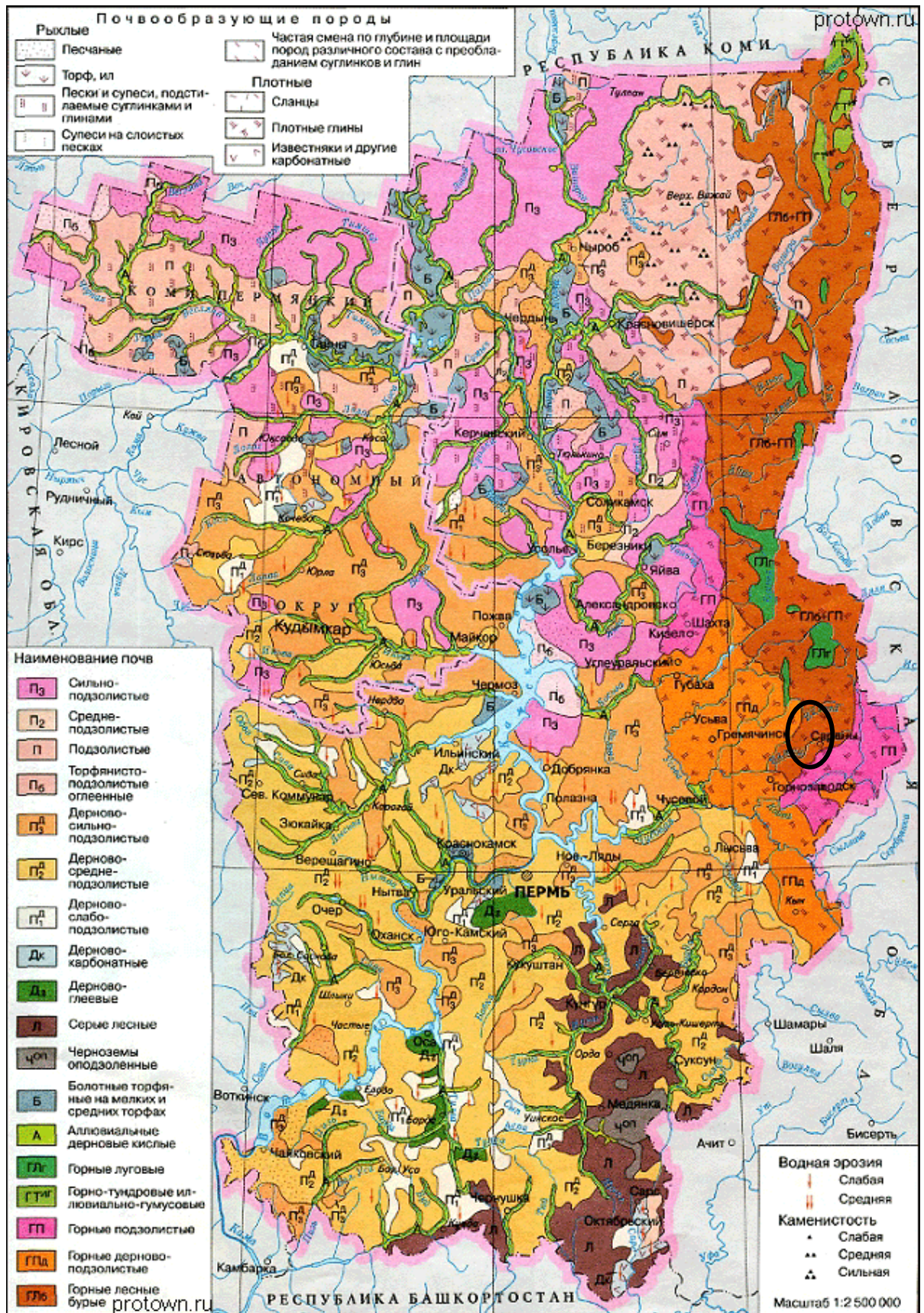


Рисунок 8. Почвенная карта Пермского края (Атлас Пермской области, 1999).

1.3. Анализ представлений об эволюции горных почв Среднего Урала

Работ, посвященных изучению природной эволюции горных почв крайне мало. Лишь в некоторых публикациях поверхностно затронуты возможные варианты филогенеза почв. Находки погребенных почв для низкогорья Среднего Урала не известны.

Некоторые первые идеи были выдвинуты Ивановой, которая предположила, что «для буроземов грубогумусных характерна начальная стадия скрытого, не проявляющегося морфологически оподзоливания» (Михайлова, 1990). Сопоставляя буроземы грубогумусные (кислые неоподзоленные почвы) с иллювиально-гумусовыми почвами, Иванова (1949, с. 127) сочла возможным, что «кислые неоподзоленные и иллювиально-гумусовые почвы представляют последовательный ряд развития, и, что почвы иллювиально-гумусовые можно считать более глубокой стадией оподзоливания кислых неоподзоленных почв». В целом, Иванова (1949, с. 110), по результатам Уральской почвенной экспедиции АН СССР, делает вывод, что «... мы не имеем никаких оснований для суждения о смене в четвертичное время почвенного покрова в горных среднетаежных районах. Никаких реликтовых признаков у распространенных здесь подзолистых почв не обнаружено».

Некоторую палеопочвенную информацию Ивановой (1949) удалось извлечь из изучения дерново-подзолистых почв со вторым гумусовым горизонтом Зауралья и темно-серых лесных почв речных террас. В развитии этих почв неизбежным этапом Иванова считала стадии степных или лугово-степных почв (Михайлова, 1990). Гипотетическая схема эволюции почв Ивановой (1949) соответствовала данным палеоботаников на тот период.

Дерновые горно-лесные почвы (горно-луговые оподзоленные), под высокогорным еловым редколесьем с мохово-травяным покровом, Ивановой (1949) рассматривались как горно-луговые почвы, измененные, в связи, с потеплением климата, во время повышения границы редколесья и мхов в горах.

При выяснении роли влияния пород на подзолообразование уральских почв, Ногина (1948) видит следующую схему эволюции почв на серицитовых сланцах: «почва до определенного момента может иметь буроземный облик, а затем прочно встанет на путь подзолообразования. Наконец, не исключена возможность, что почвы могут быть совсем лишены буроземной стадии своего развития...». Ногина (1948) считает, что формирование почвы зависит от того, «в каком соотношении находятся процессы выветривания и образование вторичных минералов с процессами их разрушения и выноса... Оно может идти либо по типу подзолистых почв, либо по типу образования почв со слабо дифференцированным профилем». Подзолообразование не может полностью проявиться, так как «все время задерживается пополнением оснований, получающихся при выветривании щебня».

Турков (1981), в статье о динамике природной среды среднеуральского низкогорья в антропогене, пишет, что с позднеледниковья, с момента образования тундровых подбуров, почвы менялись по пути «развивающей» эволюции до формирования более мощных бурых горно-лесных почв. В атлантическое время основной фон составляли широколиственно-хвойные леса, буроземообразование протекало особенно интенсивно. Современный почвенный покров сформировался еще в это время и с тех пор не изменялся; последующие почвообразовательные процессы лишь накладывались («наследующая» эволюция). Турков (1981) опровергает мнение некоторых авторов о реликтовости современных буроземов Урала (Дыренков, 1976), потому что, например, в буревалах в настоящее время восстановление буроземного профиля почв происходит быстро, в пределах 100 лет.

Проблему формирования бурых лесных почв Среднего Урала (в Свердловской области) затрагивал также Карпачевский и Шевченко (1997). Авторы считают, что буроземы – двучленные почвы, части которых имеют разное генетическое происхождение. «Верхняя часть многих почв Урала – серовато-бурый пылеватый тяжелый суглинок, а нижняя – плотная красно-бурая глина, подстилаемая разными породами». Карпачевский и Шевченко (1997)

предполагают, что верхний нанос сформировался «аэральным путем в засушливом перигляциальном климате, когда сильные ветра дули по направлению к леднику». В раннем голоцене ландшафты сменились на древесную растительность, способствующую «росту» почвы вверх. Верхний слой современных почв соответствует буроземам, поэтому считается современным процессом почвообразования. Отсутствие признаков подзолообразования авторы объясняют молодостью почв. Нижний слой бурых лесных почв – солифлюкционные красно-бурые глины, образованных в плейстоцене мерзлотной солифлюкцией гидротермально переработанных пермских отложений.

Для почв границы леса и горной тундры Приполярного Урала Русановой и Кюхри (2001), на основе макро- и микроморфологических особенностей, физико-химических свойств, выявлены признаки прошлых этапов педогенеза. В профиле подзолов обнаружены микроморфологические признаки буроземов кислых грубогумусовых, а в буроземах начальные признаки деградации, что говорит о тенденции развития почв в направлении альфегумусового оподзоливания. Дерновые почвы оказались более стабильными, за счет «полимеризации гумусовых веществ... Глинистые натеки являются унаследованными признаками прошлых стадий педогенеза». Переходная ландшафтная зона (*эктон*) в качестве объекта палеопочвенных исследований обусловлена авторами как полоса, обладающая «повышенной чувствительностью» к климатическим изменениям, имеющая своеобразный и «сложный педогенез».

Таким образом, взгляды на эволюцию горных почв Среднего Урала довольно противоречивы. Восстановление этапов их позднеледниковой и голоценовой истории требуют дальнейших исследований, в том числе высокотехнологичных.

ГЛАВА 2. ПРИРОДНЫЕ УСЛОВИЯ РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЯ

2.1. Географическое положение

Государственный природный заповедник «Басеги» расположен на стыке Гремячинского и Горнозаводского административных районов, на восточной границе Пермского края. Географические координаты заповедника – $58^{\circ}50'$ с.ш. и $58^{\circ}30'$ в.д. (рис. 9). Общая площадь заповедной территории составляет на сегодняшний день 37957 га (Воронов и др., 1988).

Хребет «Басеги» – горный массив, протяженностью около 30 км, шириной до 5 км. Располагается в пределах западного макросклона средней части Главного Уральского хребта, является самой высокой его точкой (Воронов и др., 1988; Баландин, Ладыгин, 2002). Площадь хребта Басеги около 27000 га, занимает основную часть территории заповедника, поэтому хребет можно считать его основой (Баландин, Ладыгин, 2002).

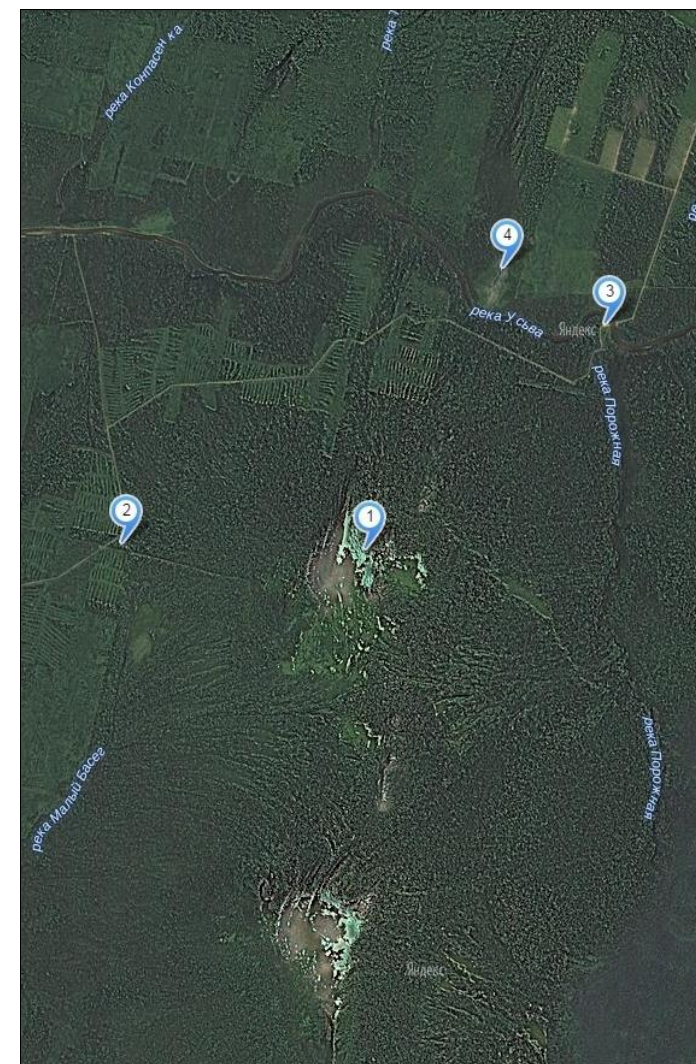
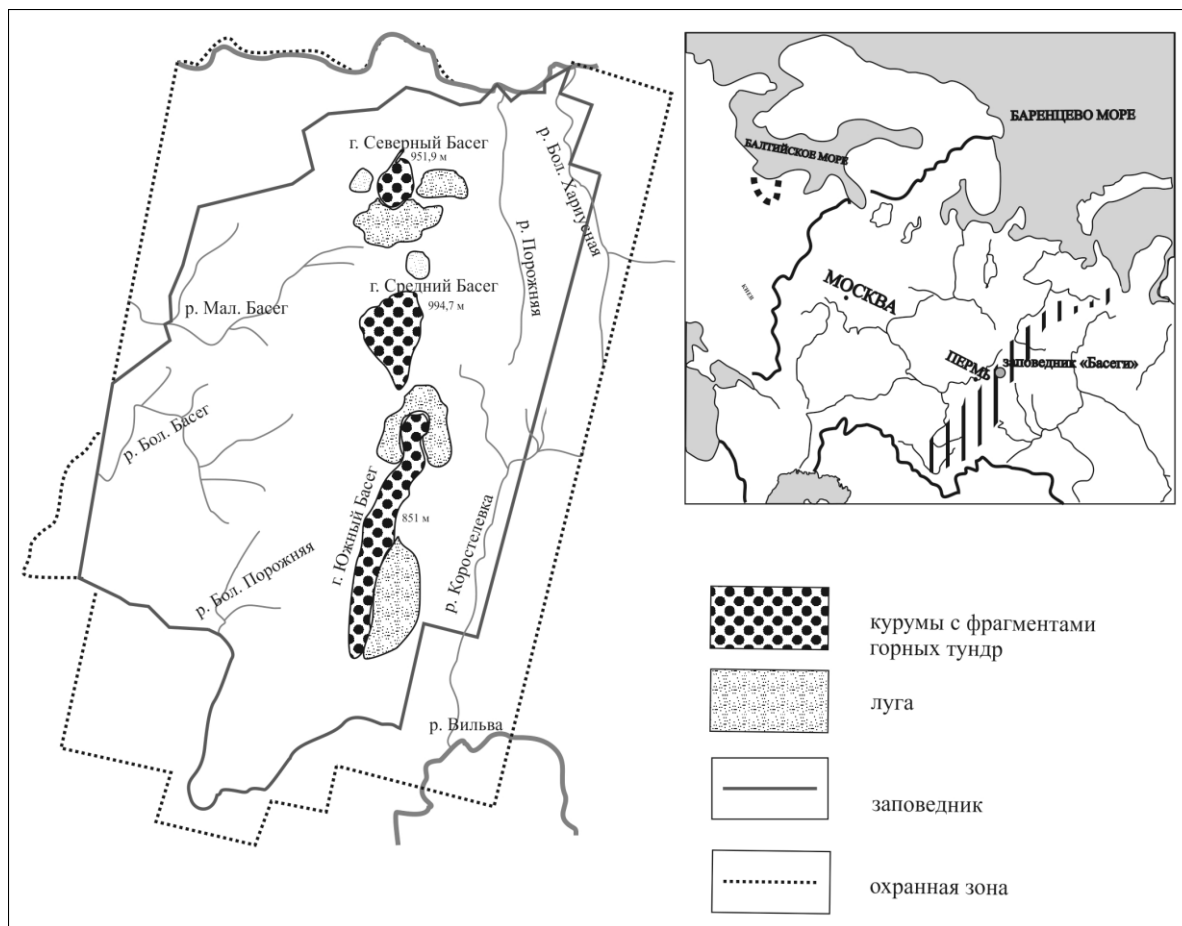


Рисунок 9. Схема географического положения устройства территории заповедника «Басеги»

(с сайта <https://www.google.ru/maps>).

2.2. Климатические условия

Район заповедника входит в Восточно-европейский район Атлантико-Континентальной климатической области умеренной зоны (Алисов, 1947). По классификации Чижишева (1962), заповедник «Басеги» относится к Среднегорной климатической области Средне-Уральской климатической провинции. «Находясь на пути западно-восточного переноса, Басеги, как и Урал в целом, несмотря на сравнительно небольшую высоту, значительно сдерживают распространение влияния западных воздушных масс на восток. Эта территория характеризуется на протяжении всего года преобладанием континентального воздуха умеренных широт. Существенную роль в формировании климата играет арктический воздух, чаще всего вторгающийся сюда весной. Поступая с Карского моря, он отличается низкими температурами и малой влажностью (Климат и гидрография..., 2016).

Климатический мониторинг на территории заповедника ведется с 1989 г., с начала открытия гидрометеопоста на кордоне Коростелевка, на берегу р. Вильва (312 м н.у.м.). С 1991 г. начат мониторинг на г. Северный Басег (Леушина, 2012).

В заповеднике относительно теплое лето: средняя температура июля $+16,6^{\circ}\text{C}$. Средняя температура января $-16,0^{\circ}\text{C}$. Средняя годовая температура воздуха $+0,4^{\circ}\text{C}$, при резких колебаниях – среднегодовой максимум $+5,9^{\circ}\text{C}$, среднегодовой минимум $-4,9^{\circ}\text{C}$ (рис.10) (Леушина, 2012).

По данным с 1989 г., на территории заповедника преобладают западные и юго-западные ветра (рис. 10).

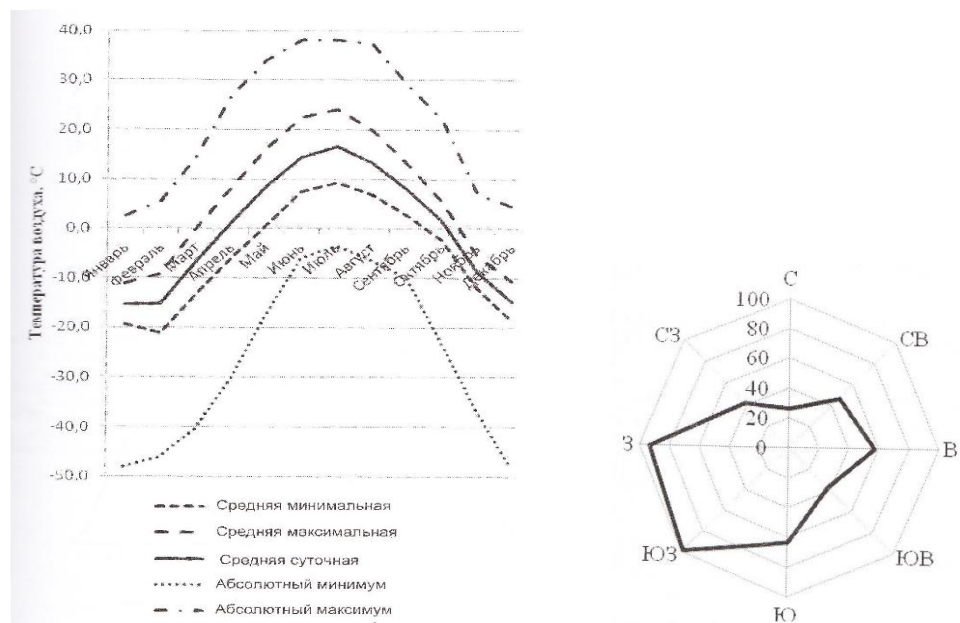


Рисунок 10. Годовая динамика температуры воздуха, и годовая роза ветров по метеопосту Коростелевка заповедника «Басеги» (Леушина, 2012).

Продолжительность безморозного периода – 80-90 дней. 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 (рис. 11) (Лоскутова, 2003).

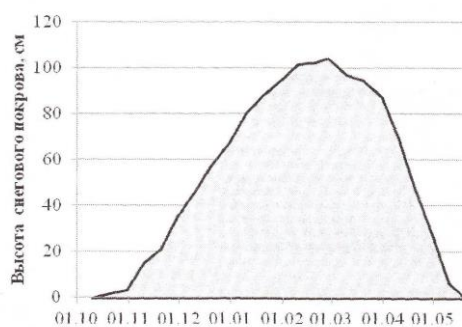


Рисунок 11. Динамика высоты снежного покрова (Леушина, 2012).

Западные и северо-западные массы атлантического воздуха богаты влагой (700-800 мм в год), которая выпадает в виде осадков, приуроченных прежде всего

к западному склону хребта. По количеству осадков, район характеризуется повышенной, по сравнению с равнинным Предуральем, нормой при очень больших колебаниях выпадения осадков в разные сезоны. Значительны различия между восточным и западным склонами (Климат и гидрография..., 2016).

Количество осадков варьирует от 446 (1997, 2000 гг.) до 1184 мм (1990 г.), среднегодовое количество осадков – 722 мм (рис. 12) (Леушина, 2012). 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 (Лоскутова, 2003).

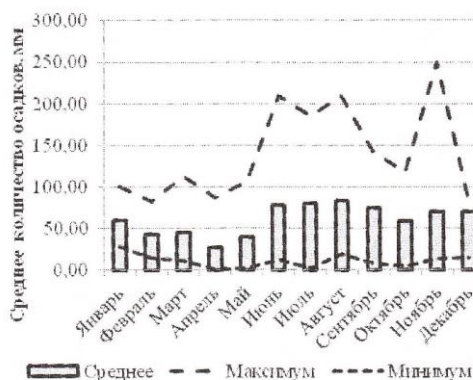


Рисунок 12. Распределение осадков по месяцам календарного года (Леушина, 2012).

Таким образом, климат заповедника типично горный. Большое количество осадков и расчлененный рельеф способствуют усилению поверхностной водной миграции химических элементов. Климатические условия обеспечивают промывной тип режима увлажнения, низкую микробиологическую активность, обусловленную недостатком почвенного тепла, малоактивного разложения органических остатков (Самофалова, Лузянина, 2014).

2.3. Рельеф

Тектоническое строение. Вся территория заповедника «Басеги» принадлежит западной окраине Центрально-Уральского поднятия, Кваркушко-Каменногорскому магантиклинорию. В пределах данных структур на территории заповедника выделяются: Кваркушко-Басегский антиклинорий, Язьвинско-Косьвинский моноклинорий, Усьвинско-Серебрянский срединный синклинорий (Ушков и др., 1989).

Кваркушко-Басегский антиклинорий (VII₄^b, рис. 13) занимает центральную – большую часть заповедника в полосе распространения басегской серии и протягивается через всю площадь в меридиональном направлении, имея ширину 12-15 км. По осевой части (хребет Басеги, гора Ослянка) структура испытала наибольшее поднятие, о чем свидетельствуют непрерывные выходы на дневную поверхность кварцитов и кварцито-песчаников ослянской свиты. В северном и южном направлениях антиклинорий постепенно погружается, образуя переклиналильные замыкания, осложненные разрывными нарушениями. На всем протяжении Кваркушко-Басегский антиклинорий, оконтуривается отложениями серебрянской серии, слагающими смежные структуры и входящими в состав иного структурного яруса. Антиклинорий состоит из серии крупных складок (Басегская антиклиналь, Ослянская антиклиналь), осложненных, в свою очередь, складками меньших размеров и деформирован рядом разрывных нарушений. Почти все осложняющие складки расположены кулисообразно и протягиваются под острым углом к осевой линии антиклинория (Ушков и др., 1989).

Язьвинско-Косьвинский моноклинорий (VII₄^a, рис. 13) занимает западную часть территории заповедника, непосредственно примыкая к Кваркушко-Басегскому антиклинорию. В строении моноклинория участвуют отложения серебрянской серии. Данная структура характеризуется развитием дополнительной складчатости и изобилием разрывных нарушений различной ориентировки. Наиболее интенсивно складчатость проявляется в восточной части моноклинория, где складки различных порядков имеют погружение в юго-

западном направлении. К западу характер складчатости меняется. Здесь складки, протягивающиеся согласно общему простиранию пород, чередуются с неправильными по форме расплывчатыми поднятиями и прогибаниями мелких структур. Нередко складки имеют спокойный однородный характер, тектоническая напряженность заметно снижается. Восточная граница моноклиния четко обозначается интенсивной магнитной ступенью, отчленяющей его от Кваркушко-Басегского антиклинория (Ушков и др., 1989).

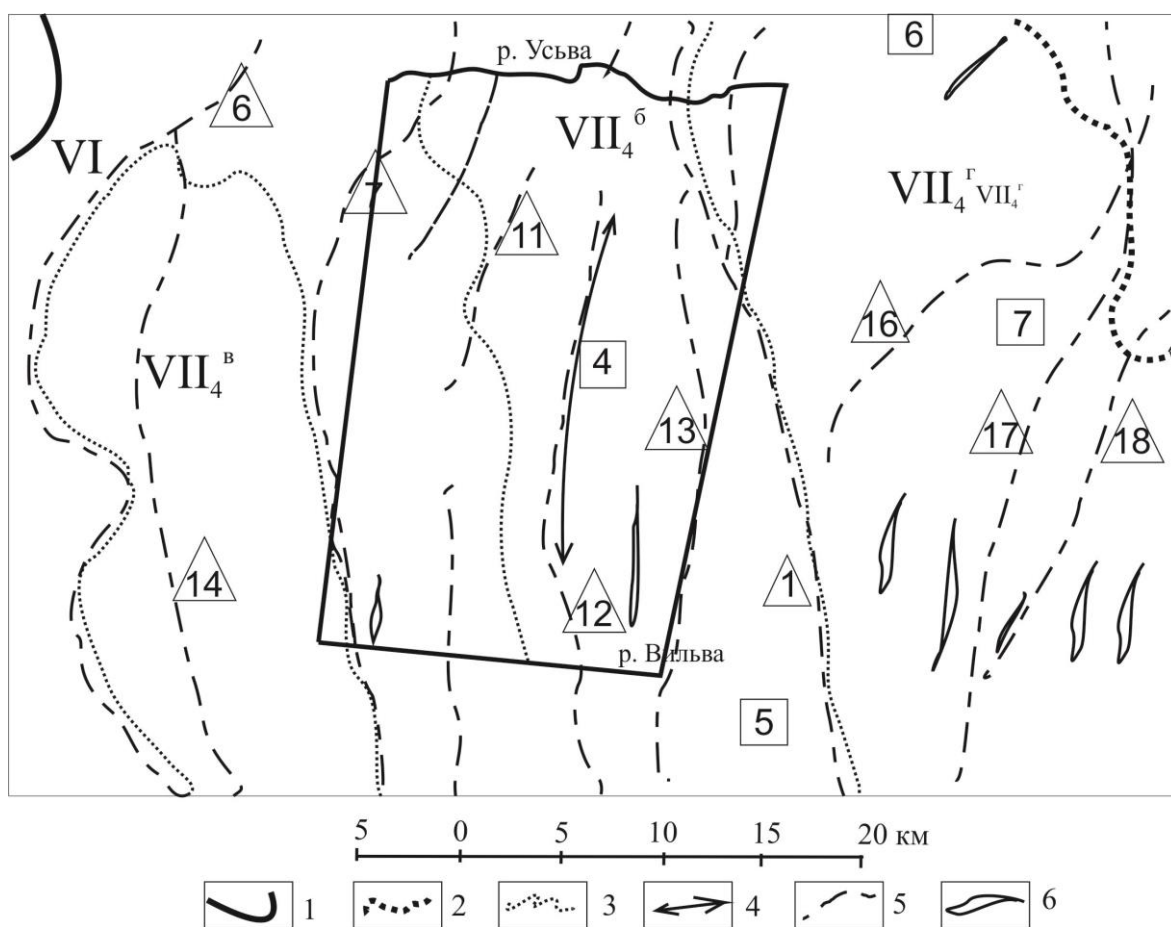


Рисунок 13. Тектоническая схема района заповедника «Басеги»

(по Ушкову и др., 1989, из архива заповедника).

Усл. обозн.:

VI – Западно-Уральская внешняя зона складчатости; VII – Центрально-Уральское поднятие; VII₄^Б – Кваркушко-Каменногорский мегантиклинорий; VII₄⁶ – Кваркушко-Басегский антиклинорий; VII₄^р – Безгодовская мегасинклиналь; VII₄^г – Усьвинско-Серебрянский срединный синклинорий.

[4] Басегская антиклиналь, [5] Щегровитская антиклиналь, [6] Язевская синклиналь, [7] Любимкинская синклиналь. 1-3 – границы тектонических структур: первого порядка (1), второго порядка (2), третьего порядка (3); 4 – осевые линии антиклиналей, 5 – разрывные нарушения и их номера:

△1 Сарановское, △6 Усьвинское, △11 Большебасегское, △12 Басегско-Еквинское, △13 Коростелевское, △14 Татаркинское, △16 Хариузное, △17 Верхнекойвинское, △18 Хмелевское.
Интрузивные массивы: 6 – дайки габбро, габбродиабазов.

Усьвинско-Серебрянский срединный синклиорий (VI₄^Г, рис. 13) примыкает с востока к Кваркушко-Басегскому антиклинорию, представляя собой широкую полосу (до 20 км) осадков вильвенской и першинской свит серебрянской серии, развитых на водоразделе рек Усьвы и Вильвы. На территории заповедника данная тектоническая структура занимает крайнюю северо-восточную часть. Общее направление структуры субмеридиональное. Отложения характеризуются развитием простых по форме складок, осложненных крутопадающими нарушениями. При этом, в западной части структуры складки сжаты, крылья их имеют крутое падение (60-80°) и иногда опрокинуты на запад. В восточной части структуры складчатость имеет более спокойный характер, приобретая близкое к широтному направление (Ушков и др., 1989).

Геоморфологическое строение. Территория заповедника «Басеги» относится к Койво-Усьвинскому физико-географическому району Среднеуральской физико-географической горной области. Монолитный в отдаленные геологические эпохи хребет сейчас состоит из трех отдельных массивов (Южного, Среднего, Северного Басега), разделенных глубокими ложбинами (Летопись природы..., 1992, 1997). Ледник в свое время не достиг хребта Басеги, и в связи с этим, здесь преобладали процессы гольцовой денудации, которая раздробила горные хребты на множество изолированных сопок (Воронов и др., 1988).

В геоморфологическом районировании Урала, по Сигову и Шубу (1977), площадь заповедника относится к двум геоморфологическим районам зоны кряжа Уральского горного сооружения. Западная часть территории относится к району Остаточных гор западного склона Урала, восточная (большая часть территории) – к району Приподнятых горных массивов Полярного, Северного и Среднего Урала. Граница между районами проходит с севера на юг в 2-4 км к западу от хребта Басеги и приурочена к зоне крупных тектонических нарушений.

Район Приподнятых горных массивов Полярного, Северного и Среднего Урала представляет собой типичное среднегорье, включающее в себя ряд хребтов и вершин, совпадающих в своем простираии с направлением палеозойских

структур. Вершины с максимальными отметками (г. Средний Басег – 994 м, Северный Басег – 952 м, Южный Басег – 851 м) сложены устойчивыми к выветриванию кварцито-песчаниками осянкой свиты (Летопись природы..., 1997).

Процессы гольцового выветривания, имевшие место на Урале в четвертичное время, привели к образованию поверхности денудации. Такие поверхности развиты незначительно, на высоких гипсометрических уровнях за счет моделирования более древних поверхностей выравнивания. Поверхности гольцовой денудации представлены на вершинах хребта Басеги (Летопись природы..., 1997).

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 (рис. 14) (Летопись природы..., 1997).

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



Рисунок 14. Ландшафтный облик г. Средний Басег.
Усл. обозн.: стрелочками обозначены террасы на склоне.

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 (Летопись природы..., 1997).

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 (Летопись природы..., 1997; Воронов и др., 1988).

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 (на высотах 700-800 м над у.м.) имеются многочисленные уплощенные участки – нагорные террасы, значительная часть которых поросла лесом (рис. 15). Это результат морозно-солифлюкционного выветривания. По более пологим склонам лесная растительность поднимается выше, чем по более крутым, почти до самых вершин (Воронов и др., 1988).

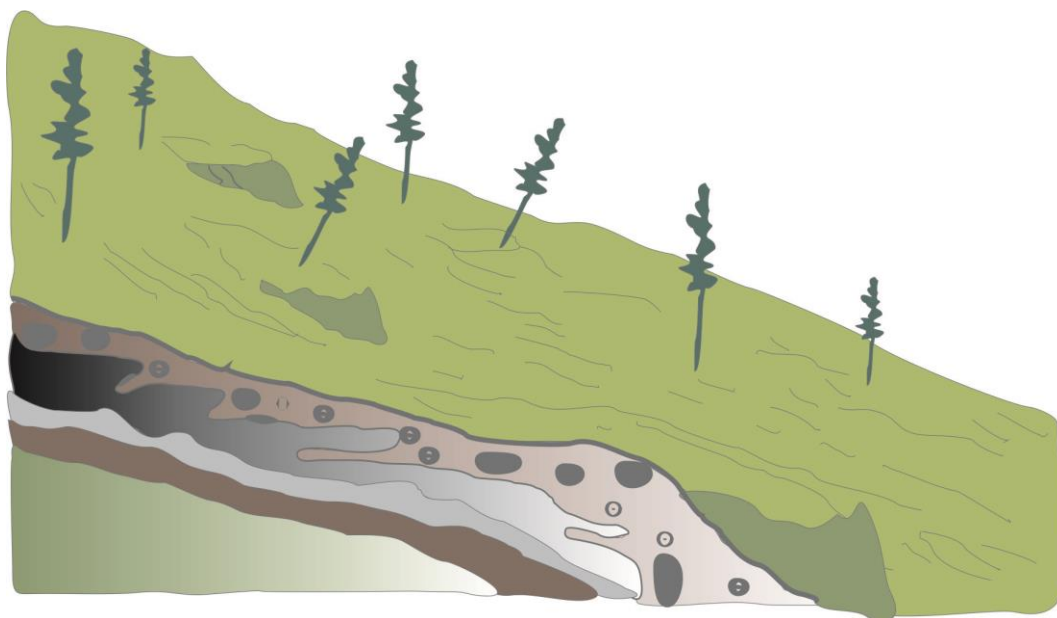


Рисунок 15. Строение морозно-солифлюкционных террас на склонах хребта Басеги.

Интенсивные тектонические подвижки и условия резкого похолодания, проявившиеся на Урале в плиоцен-четвертичный тектоно-климатический этап, привели к заложению новой речной сети современных очертаний. Речные долины на территории заповедника 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. В реки впадает много ручьев и ключей (Воронов и др., 1988).

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.

Геологическое строение. В геологическом строении территории заповедника «Басеги» принимает участие сложный и многообразный комплекс метаморфизированных, терригенных, вулканогенных и интрузивных образований протерозойского, девонского и кембрийского возраста, перекрытый маломощным чехлом рыхлых четвертичных отложений (Ушков и др., 1989).

На основании геоморфологического строения на территории заповедника выделено три основных типа ландшафта: 1) таежное складчатое-глыбовое среднегорье, 2) увалистое предгорье и 3) речные долины. Каждый тип ландшафта характеризуется определенным геологическим строением.

1) *Таежное складчатое-глыбовое среднегорье* (условно выделено выше изогипсы 500 м). К такому типу ландшафта относится весь хребет Басеги, и часть возвышенной территории на востоке заповедника. Хребет Басеги сложен осадками *басегской серии*. Басегская серия подразделяется на осянскую, щегровитскую, федотовскую и усьвинскую свиты (Младших, 1966). Преимущественным развитием в составе серии пользуются филлитизированные сланцы, филлиты и кварцито-песчаники с преобладанием кварца в составе. В

нижней половине разреза развиты вулканогенные образования – диабазы, базальты, трахилипариты, фельзиты (Геология СССР..., 1969).

В пределах таежного складчато-глыбового среднегорья распространены четвертичные отложения верхнего и современного звеньев.

Верхнее звено. Коллювиально-делювиальные и солифлюкционные отложения (сds III, рис. 16). Представлены суглинками с обильным щебнем, крупноглыбовым материалом, мелкоземом со щебнем. Они характерны для довольно крутых, в настоящее время залесенных склонов, на которых в эпоху северо-уральского оледенения имели место и гравитационное перемещение материала и делювиальный снос, и процессы солифлюкции. Такие отложения отмечаются на склонах хребта Басеги. Мощность их 3-5 м (Ушков и др., 1989; Геология СССР..., 1969).

1) *Современное звено.* Элювиальные отложения гольцовой зоны (е IV, рис. 16). Распространены на вершинах хребта Басеги. У подножия многочисленных останцев морозного выветривания наблюдаются глыбово-щебнистые россыпи кварцитов и кварцито-песчаников, сцементированные песчано-глинистым мелкоземом. Мощность отложений – 0,5-2,5 м (Ушков и др., 1989; Геология СССР..., 1969).

2) *Увалистое предгорье* выделяется ниже уровня рельефа 500 м н.у.м, кроме речных долин (рис. 16). В геологическом строении этого ландшафта принимают участие отложения *серебрянской серии*. В составе серии развиты тиллитовидные конгломераты, сланцы углисто-слюдисто-кварцевые, глинистые, фосфатизованные или магнит-гематитовые, песчаники полевошпат-кварцевые с прослоями известняков, доломитов (Ушков и др., 1989; Геология СССР..., 1969).

В пределах данного типа ландшафта распространены четвертичные отложения верхнего и верхне-современного звеньев.

Верхнее звено. Элювиальные отложения (е III, рис. 16). Распространены на уплощенных водоразделах рек Большой Басег, Березовка и Большая Порожня. Обычно они перекрыты делювиальными или элювиально-делювиальными образованиями. Элювиальные отложения представлены дресвяно-щебнистыми

породами, реже глинисто-песчанистыми и глыбовыми образованиями. Мощность отложений 0,3-2,5 м (Ушков и др., 1989; Геология СССР..., 1969).

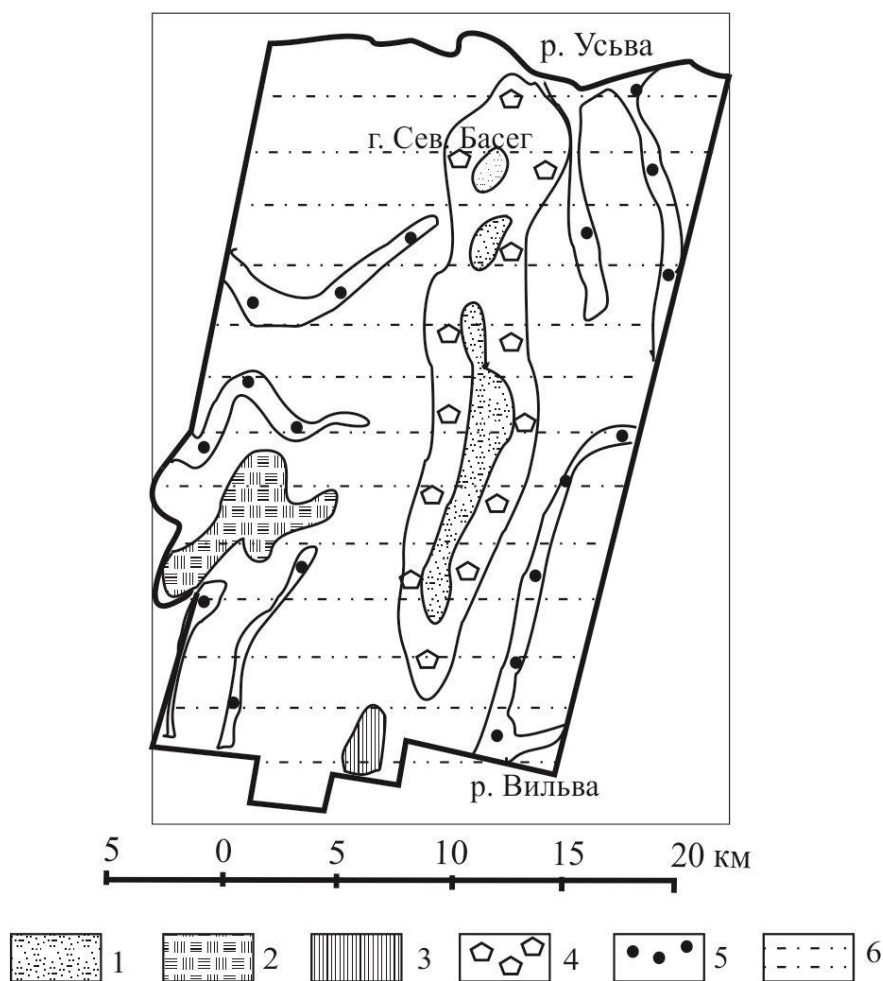


Рисунок 16. Схема четвертичных отложений заповедника «Басеги» (по Ушкову и др., 1989).

Усл. обозн.: 1 - элювиальные отложения гольцовой зоны eIV (современное звено); 2 - элювиальные отложения eIII (верхнее звено); 3 - элювиально-делювиальные отложения edIV (верхнее звено); 4 - коллювиально-делювиальные и солифлюкционные отложения cdsIII (верхнее звено); 5 - аллювиальные отложения aIV (современное звено); 6 - делювиальные отложения dIII-IV (верхнее-современное звено).

В пределах данного типа ландшафта распространены четвертичные отложения верхнего и верхне-современного звеньев.

Верхнее звено. Элювиальные отложения (e III, рис. 16). Распространены на уплощенных водоразделах рек Большой Басег, Березовка и Большая Порожня. Обычно они перекрыты делювиальными или элювиально-делювиальными образованиями. Элювиальные отложения представлены дресвяно-щебнистыми

породами, реже глинисто-песчанистыми и глыбовыми образованиями. Мощность отложений 0,3-2,5 м (Ушков и др., 1989; Геология СССР..., 1969).

Элювиально-делювиальные отложения (ed IV, рис. 16). Выделяются на выровненных водоразделах рек Большой Басег, Березовка и Большая Порожня и рек Басежная, Сохатка. Пространственно они тесно связаны с элювиальными отложениями и представлены щебнем и мелкоглыбовым материалом подстилающих коренных пород, цементированных песчанистой глиной. Мощность отложений 0,2-2,2 м (Ушков и др., 1989; Геология СССР..., 1969).

Верхне-современные звенья (d III-IV, рис. 16). Делювиальные отложения имеют наиболее широкое распространение. Геоморфологически они приурочены к логам, склонам логов, холмов, увалов и речных долин, перекрывая осадки различного генезиса и возраста. Отложения представлены песчано-глинистым материалом с обломками коренных пород. Мощность отложений от 0,6-2,3 м на склонах до 3,5-5 м у их подножий (Ушков и др., 1989; Геология СССР..., 1969).

3) *Речные долины* сложены аллювиальными отложениями четвертичного возраста, которые представлены галечниками, глинами и суглинками. Состав обломочного материала отражает состав подстилающих пород. Довольно часто в составе тяжелой фракции преобладает магнетит, гематит и ильменит (Ушков и др., 1989; Геология СССР..., 1969).

Современное звено аллювиальных отложений (a IV, рис. 16) формируют пойму (высокую и низкую) и русло современных рек (Ушков и др., 1989; Геология СССР..., 1969).

Почвообразование склонах г. Северный Басег идет на элювиально-делювиальных суглинках и глинах, подстилаемых кварцито-песчаниками и хлорит-серицитовыми сланцами.

2.4. Гидрологические условия

На территории заповедника протекают 11 небольших рек, шириной от 3 до 10 м. Две крупные для территории заповедника реки – Усьва и Вильва –

протекают, соответственно, вдоль северной и южной границ заповедника (Лоскутова, 2003). Реки имеют горный характер, значительный уклон русла, скорость течения равна 3-5 м/с (Климат и гидрография..., 2016). Основными источниками питания рек служат талые воды (53 %), дождевые воды (29 %) и подземные (18 %) (Лоскутова, 2003).

Наибольшая ширина Усьвы – 92 м, глубина – от 30 см до 2,2 м (рис. 17). Уровень воды р. Усьва может колебаться по годам и сезонам очень значительно, амплитуда достигает 1,5 м. Начало ледостава на Усьве приходится на период от 20 октября до 24 ноября. Лед держится от 175 до 218 дней (Лоскутова, 2003).



Рисунок 17. Общий вид р. Усьва.

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 Вильве держится почти на 10 дней меньше, чем на Усьве (Лоскутова, 2003).

В реки впадает много ручьев и ключей. Ключи приурочены к ложбинам, а иногда образуются и на возвышенностях, вызывая заболачивание. Встречаются на

описываемой территории и настоящие болота, в основном, переходные и низинные (Лоскутова, 2003).

2.5. Растительный покров

Особенности географического положения, геоморфологических, климатических, исторических условий определили своеобразие растительности заповедника (Самофалова, Лузянина, 2014).

Территория заповедника «Басеги» относится к району «средне- и южнотаежных предгорных пихтово-еловых и елово-пихтовых лесов, отличающихся от равнинных большей примесью *Abies sibirica* и *Pinus sibirica*, преобладанием трав над кустарничками и широким распространением травяных, особенно папоротниковых типов леса» (Овеснов, 2009).

На Среднем Урале Горчаковский (1953, 1969) выделил: горно-лесной, подгольцовый (субальпийский), горно-тундровый высотно-растительные пояса (рис. 18). Кроме того, на территории заповедника хорошо выражены три подпояса подгольцового пояса: парковое редколесье, криволесье, субальпийские луга (Баландин, Ладыгин, 2002; Лоскутова, 2003).



Рисунок 18. Высотная поясность на г. Северный Басег.

Горно-лесной пояс. Это самые большие по площади лесопокрытые территории предгорий хребта. Нижние части склонов до высоты 300-600 м н.у.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-пушициевые ельники-березняки. Днища логов и долины речек с проточным и временным увлажнением покрыты ельниками приручьевыми. В руслах рек имеются небольшие луговые уголья. 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 тупогемуйный, борец северный, хвощ лесной, седмичник европейский, вороний глаз четырехлистный, чемерица Лобеля), обычны участки с покровом из зеленых мхов (Воронов и др., 1988; Летопись природы..., 1992, 1997; Лоскутова, 2003).

По мере подъема в горы, картина постепенно меняется: лес становится реже, светлее, увеличивается примесь березы. Меняется и травяной покров – появляется высокотравье (таволга, аконит, вейник). Деревья здесь меньшей высоты (ель – до 12 м, пихта – до 10 м, береза – до 9 м). В подлесье – рябина сибирская, шиповник иглолистный, малина обыкновенная. Довольно часто в средней и нижней части склонов попадаются заболоченные участки. Деревья здесь угнетены, а на участках сфагновых болот их почти нет (Воронов и др., 1988; Летопись природы..., 1992, 1997; Лоскутова, 2003).

Еще выше, ближе к верхней границе горно-лесного пояса, доминирует высокотравье (120-140 см) – лобазник вязолистный, борец северный, дудник лесной, бодяк разнолистный, вейник Лангсдорфа, чемерица. Очень обычны здесь заросли крупных папоротников. 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 (Воронов и др., 1988; Летопись природы..., 1992, 1997; Лоскутова, 2003).

Ветровалы. Леса большей части охранной зоны заповедника старовозрастные, не подвергались вырубкам, периодически здесь случаются крупномасштабные ветровалы. В 2003 г. в заповеднике на северо-восточном склоне произошел крупный вывал древостоя, общий объем вываленного леса составил 77808 м³ (Летопись природы..., 2003).

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

На границе горно-лесного и субальпийского пояса начинается *парковое редколесье* – это разреженные низкорослые елово-пихтовые леса, с примесью рябины сибирской, березы пушистой. 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, брусники), мелких папоротников, щучки извилистой. Чем выше по склону, тем ниже становится высота деревьев. Деревья 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 (Воронов и др., 1988; Летопись природы... 1992, 1997; Лоскутова, 2003).

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 криволеся деревья представлены карликовыми формами, пихта и можжевельник стелются, достигая высоты не более метра. Травяно-кустарничковый ярус представлен, в основном, кустарничками (брусника, черника), щучкой извилистой, мелкими папоротниками, горцем альпийским (Воронов и др., 1988; Летопись природы..., 1992, 1997; Лоскутова, 2003).

Субальпийское криволеся – это наиболее характерный и распространенный тип высокогорной растительности Западного Урала (Овеснов, 1952). Высота границы криволеся 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 криволеся усиливается, луговые поляны расширяются, а у верхней границы леса появляется под пояс субальпийских лугов (Воронов и др., 1988; Летопись природы..., 1992, 1997; Лоскутова, 2003).

Субальпийские луга (или горные) расположены на тех же высотах, что и криволеся. Криволеся 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 криволеся или к верхней границе. Луговая растительность успешно развивается на склонах потому, что почва здесь сильно увлажнена (Воронов, 1988; Летопись природы..., 1992, 1997; Лоскутова, 2003).

Луговая полоса по склонам с чисто субальпийскими лугами очень мала, от нескольких десятков до 100-200 м (Горчаковский, 1953, 1969; Овеснов, 1952). Основные площади лугов сосредоточены на восточных и южных склонах хребта Басеги и в межгорных седловинах.

По классификации Горчаковского (1953, 1969), луга заповедника могут быть отнесены к мезофильным и криофильным лужайкам. Мезофильные луга

формируются на более или менее плоских поверхностях. Кривофильные лужайки занимают небольшие участки среди горной тундры в местах скопления снега.

Горно-тундровый пояс. К этому поясу относятся безлесные пространства верхних уступов нагорных террас. Этот пояс тянется узкой полосой по самым высоким отметкам хребта Басеги. Для этого пояса характерными являются горные тундры, в которых распространены мхи, водяника, брусника, черника, качим уральский, осока коричневатая, щучка дернистая, лишайники. На Северном Басеги этот пояс выражен на высоте 850-950 м н.у.м..

На трех вершинах Басегских гор набор вертикальных поясов не одинаков. На наиболее высоком Среднем Басеги (994 м) лугов почти нет, зато в горных тундрах растительный покров довольно разнообразен. Встречаются небольшие кривофильные лужайки. Ярко выражен переход от редколесий подгольцового пояса к почти лишенным деревьев горным тундрам, что особенно хорошо видно на южном и северном склонах. На Северном Басеги (высота – 952 м н.у.м.) тундровая растительность более однообразна. На Южном Басеги – самой низкой вершине хребта (851 м н.у.м.) – горно-тундровый пояс не выражен, здесь хорошо представлены лишь два пояса: горно-лесной и субальпийский (Воронов и др., 1988).

Среди редких растений заповедника есть виды, занесенные в Красную Книгу, эндемики Урала, реликты геологических эпох; виды, редкие для Пермского края и высокогорий Урала (Воронов др., 1988).

ГЛАВА 3. ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

3.1. Объекты исследований

Материал для исследований был отобран автором в ходе экспедиционных работ в 2009, 2012, 2014 гг. Образцы почвы, отобранные совместно со студентами кафедры почвоведения Пермской ГСХА в 2011-2012 гг., во время студенческой полевой практики, и некоторые аналитические данные их выпускных дипломных работ, были предоставлены автору и использованы в настоящей работе (Маулина, 2012; Каменских, 2011).

Объектами исследований является почвенный покров г. Северный Басег и долины р. Малый Басег.

Детальное обследование проводилось с учетом высотной поясности на всех макросклонах г. *Северный Басег* (рис. 19, 21, 22). Высота над уровнем моря и географические координаты: 952 м, 58°56' с.ш.; 58°29' в.д. На южном склоне г. Северный Басег, в силу его доступности, структура почвенного покрова изучена подробнее. В общей сложности, на склонах горы было заложено 41 почвенный разрез в горно-тундровом, подгольцовом (субальпийском) и горно-лесном поясах.

Другой объект исследований – *долина р. Малый Басег* и ее мелких притоков в северо-западной части заповедника (рис. 20, 23). Высота над уровнем моря и географические координаты: от 344 м до 396 м, 58°54' с.ш.; 58°20' в.д.. Заложено 13 почвенных разрезов по обеим сторонам реки. Правый берег восточной экспозиции – пологий, с перепадом высот около 2°; левый берег западной экспозиции – более крутой, с перепадом высот в 7°.

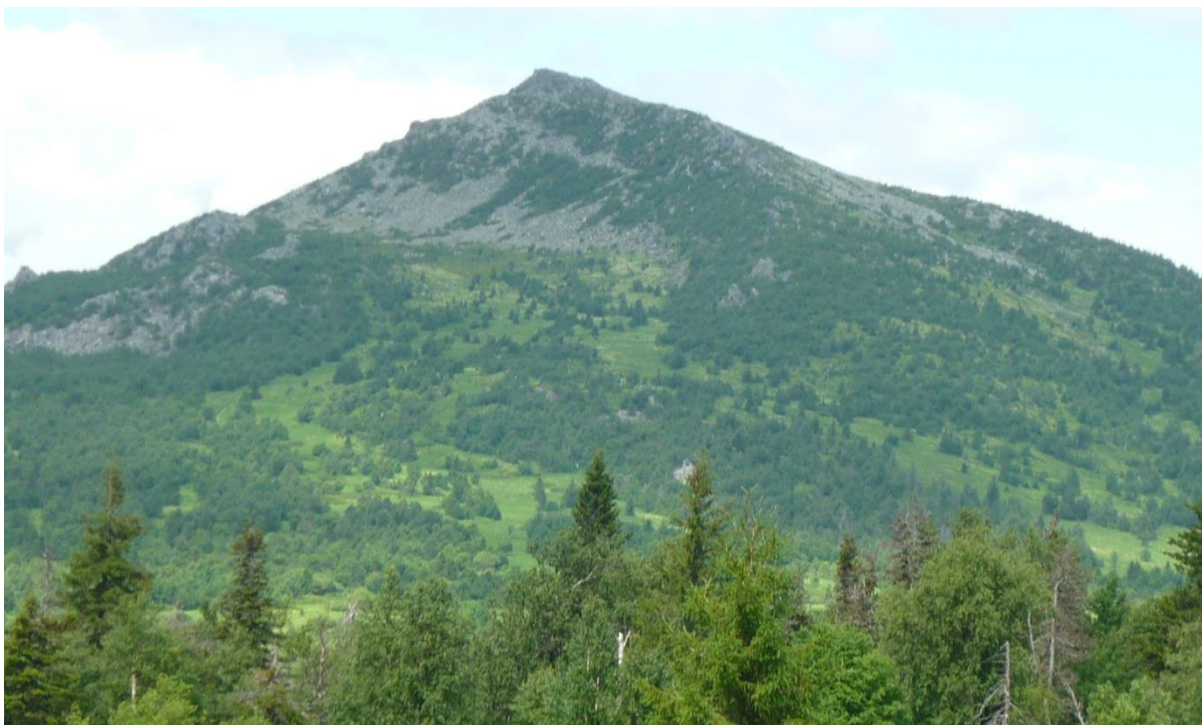


Рисунок 19. Ландшафтный облик г. Северный Басег.



Рисунок 20. Ландшафтный облик долины р. Малый Басег.

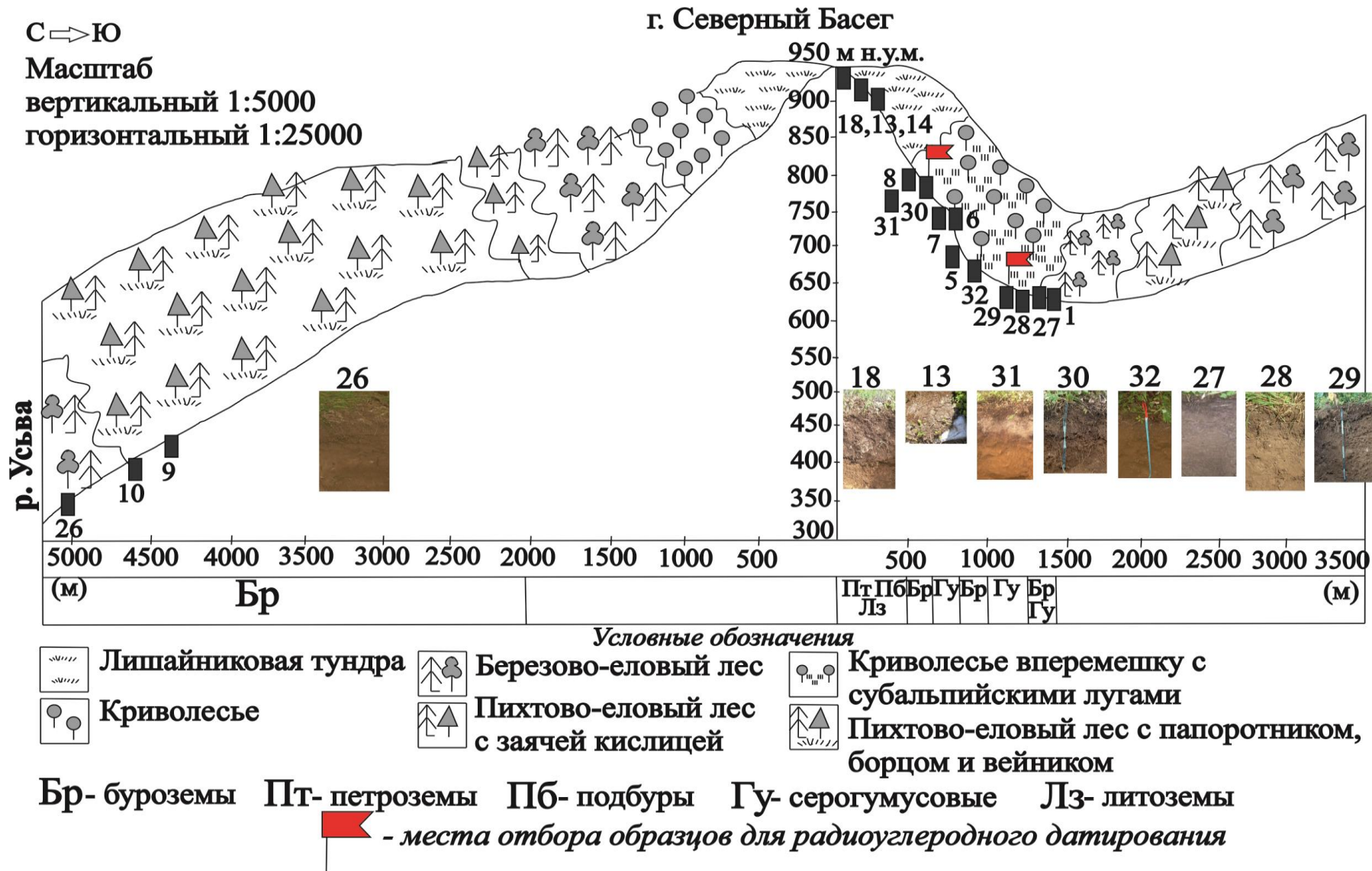


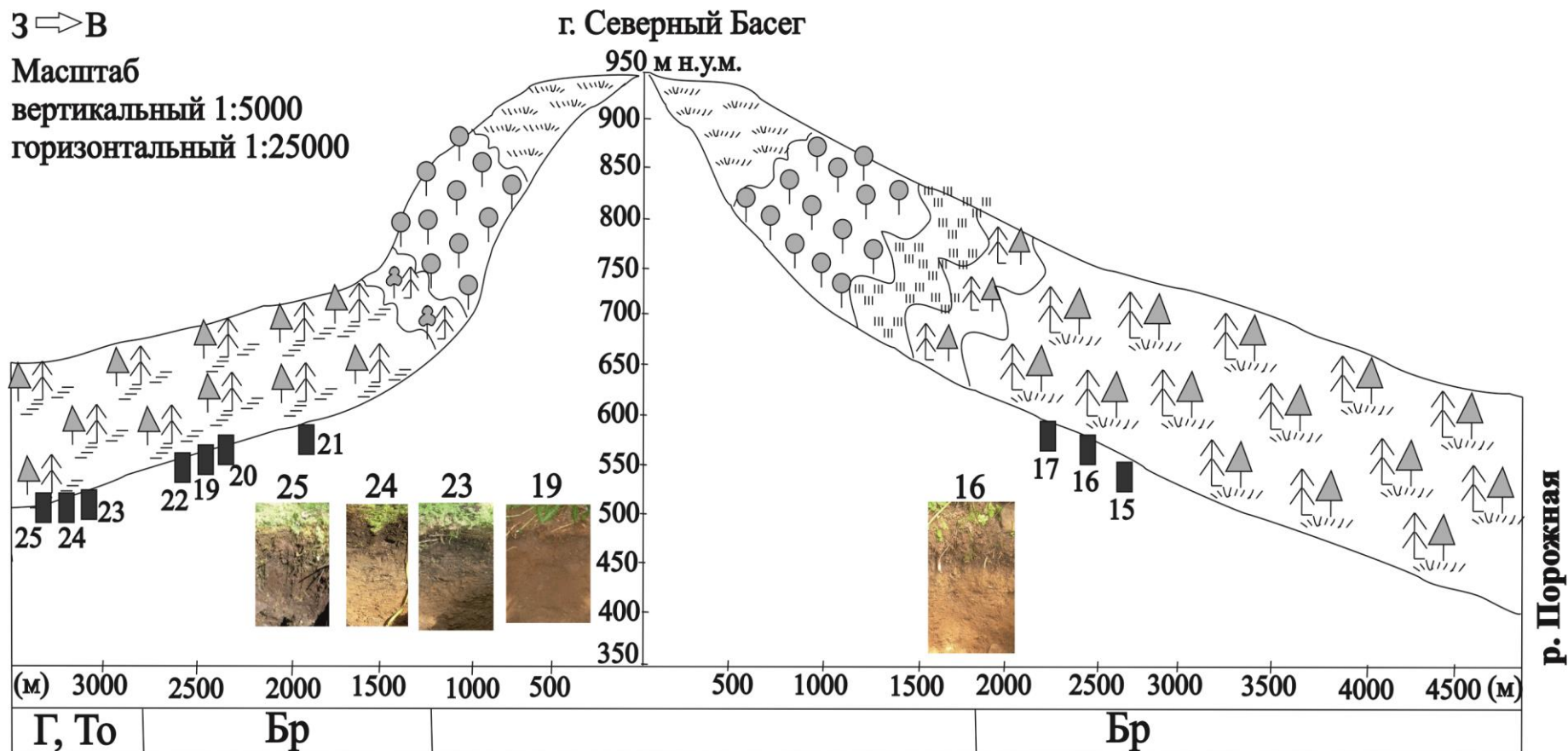
Рисунок 21. Схема заложения разрезов на северном и южном склонах г. Северный Басег.

З ⇨ В

Масштаб

вертикальный 1:5000

горизонтальный 1:25000



Условные обозначения

- | | | | | | | | |
|--|--|--|---------------------------------------|--|---------------------|--|---|
| | Лишайниковая тундра | | Пихтово-еловый лес с заячьей кислицей | | Субальпийские луга | | Пихтово-еловый лес с примесью березы (заболоченные) |
| | Пихтово-еловый лес с папоротником, борцом и вейником | | Криволесье | | Березово-еловый лес | | |

Бр- буроземы Г- глееземы Т- торфяные

Рисунок 22. Схема заложения разрезов на западном и восточном склонах г. Северный Басег.

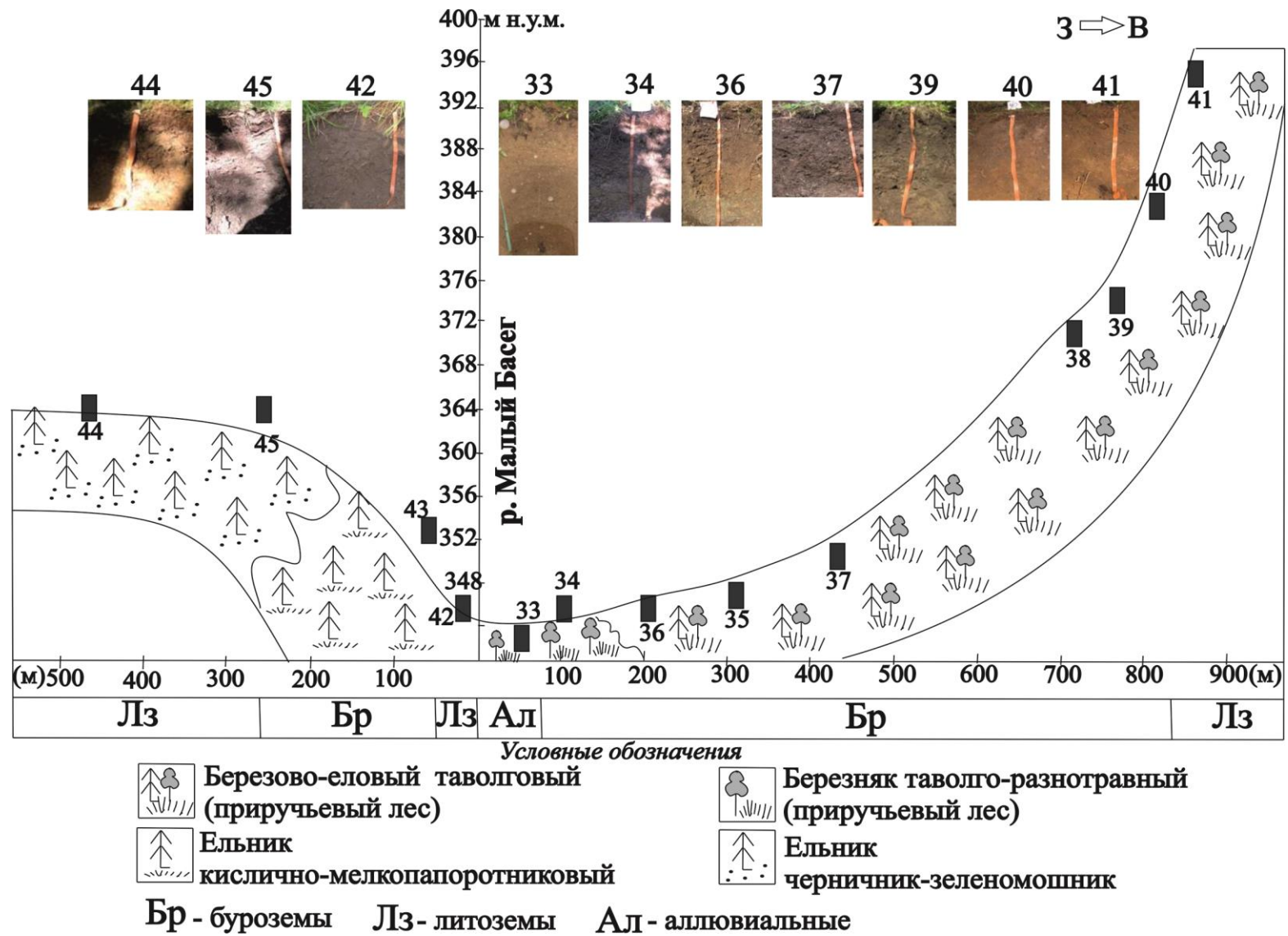


Рисунок 23. Схема заложения разрезов в районе р. Малый Басег.

3.2. Методы исследований

Полевые методы. Генетические горизонты и почвы диагностированы согласно «Полевому определителю почв России» (2008) и «Классификации и диагностики почв России» (Шишов и др., 2004).

Определение растительных типов выполнено в соответствии с описаниями геоботаников и картой растительности, разработанной для заповедника (прилож. 1).

Морфологическое описание 54 разрезов и, приуроченных к ним растительных сообществ, приведено в приложении 1, 2.

Лабораторные методы. Аналитические исследования выполнены в лаборатории на кафедре почвоведения Пермской ГСХА, в Институте экологического почвоведения МГУ им. М.В. Ломоносова и в лаборатории химии почв Почвенного института имени В.В. Докучаева. Повторность составляла не менее 3-5 определений. В исследовании свойств горных почв использованы методы:

1. Определение скелетности почв (Качинский, 1958; Александрова, Найденова, 1986) – 31 разрез.
2. Определение гигроскопической влаги (Теория и практика..., 2006) – 30 разрезов.
3. Определение гранулометрического состава почв методом пипетки, вариант Качинского (с подготовкой почвы к анализу пирофосфатным методом) (Качинский, 1958) – 17 разрезов.
4. Определение гидролитической кислотности (H_T) по методу Каппена (Теория и практика..., 2006) – 30 разрезов.
5. Определение суммы обменных оснований (S) по методу Каппена-Гильковица (Теория и практика..., 2006) – 30 разрезов.
6. Определение обменной и актуальной кислотности потенциометрическим методом (Теория и практика..., 2006) – 30 разрезов.

7. Определение обменного алюминия по Соколову (Теория и практика ..., 2006) – 24 разреза.
8. Валовый анализ макро- и микроэлементов (рентгенофлуоресцентным методом на приборе Респект в лаборатории физико-химии почв Почвенного института имени В.В. Докучаева с помощью атомно-эмиссионной спектрометрии на приборе Agilent AES-4100) – 12 разрезов.
9. Определение содержания несиликатного и аморфного железа в почве проводилось по методикам Тамма и Мерра-Джексона с атомно-абсорбционным окончанием в лаборатории физико-химии почв Почвенного института имени В.В. Докучаева – 12 разрезов.
10. Объемная магнитная восприимчивость почв – на каппометре КТ-6 – 28 разрезов.
11. Определение содержания органического вещества по методу Тюриня в модификации Симакова (Ганжара, 2002); в модификации Антоновой и др. (1984) – 30 разрезов.
12. Ускоренное определение группового состава гумуса Кононовой и Бельчиковой (Ганжара, 2002) – 4 разреза.
13. Подвижные формы P_2O_5 и K_2O по методу Кирсанова (Ганжара, 2002) – 5 разрезов.
14. Возраст почв определялся в двух почвенных образцах с помощью радиоуглеродного датирования почвенного гумуса жидкостным сцинтилляционным методом в Киевской радиоуглеродной лаборатории (Украина). Содержание изотопа ^{14}C измерено на низкофоновом спектрометре «Quantulus1220T». Калибровка радиоуглеродных дат выполнена на основе калибровочной кривой IntCal 13 (Reimer и et al., 2013).
15. Измерение стабильных изотопов ($\delta^{13}C$, $\delta^{15}N$) проведено на комплексе оборудования, состоящем из элементного анализатора Thermo Flash EA 1112 и изотопного масс-спектрометра Thermo Finigan Delta V Plus (Германия) в ИПЭЭ РАН, г. Москва; аналитик – д.б.н. А.В. Тиунов, в 10 разрезах. Изотопный состав углерода рассчитан по формуле:

$\delta^{13}\text{C}, \text{‰} = 1000 [\text{R}_{\text{образца}} / \text{R}_{\text{стандарта}} - 1]$, где $\text{R} = {}^{13}\text{C}/{}^{12}\text{C}$.

16. Математическая и графическая обработка результатов исследований выполнена с использованием прикладных программ Microsoft Excel; Statistica; CorelDRAW, Origin Pro.

ГЛАВА 4. РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

4.1. Структура почвенного покрова

Анализ структуры почвенного покрова г. Северный Басег и района р. Малый Басег показал, что территория заповедника характеризуется высокой вариабельностью типов растительности и почв. Исследованные почвы отнесены к стволу первичного, постлитогенного, органогенного и синлитогенного почвообразования; восьми классификационным отделам; 30 типам и подтипам почв (табл. 3).

В целом, дифференциация почвенного покрова определяется законом вертикальной зональности (Докучаев, 1989). Из-за закономерного понижения температур воздуха с высотой меняется соотношение тепла и влаги, гидрологический режим, особенности проявления экзогенных процессов и, как следствие, условия стока, рельеф и, поэтому, характер почвенно-растительного покрова заповедника (Шоба и др., 2014).

В соответствии с почвенно-географическим районированием горных систем России, район исследований относится к бореальному классу; континентальному подклассу; средне- и южнотаежной группе; тундрово-лесолугово-буротаежно-подзолисто-дерново-подзолисто-му типу; Средне-Уральской провинции; состав высотных поясов ПБТ→Глл→Бр^{ГР}→П→П^д (Урусевская, 2007).

Склон любой экспозиции горы *Северный Басег* можно условно разделить на три части, на котором закономерно сменяются почвы. В результате наших исследований установлен следующий порядок вертикальных почвенных зон на южном склоне г. Северный Басег (Шоба и др., 2014):

- 1) *буроземы* (315-655 м н.у.м.);
- 2) *серогумусовые (горно-луговые), буроземы* (600-830 м н.у.м.);
- 3) *петроземы, литоземы, подбуры* (750-950 м н.у.м.).

Таблица 3. Классификационная принадлежность почв заповедника
(по Классификации почв, 2004 г.).

Тип	Подтип
Ствол ПЕРВИЧНОГО ПОЧВООБРАЗОВАНИЯ	
Отдел СЛАБОРАЗВИТЫЕ	
Петрозем	не выделен
Ствол ПОСТЛИТОГЕННОГО ОБРАЗОВАНИЯ	
Отдел АЛЬФЕГУМУСОВЫЕ	
Дерново-подбур	иллювиально-железистый
Отдел ЛИТОЗЕМЫ	
Сухоторфяно-литозем	не выделен
Литозем грубогумусовый	ожелезненный
Литозем серогумусовый	потечно-гумусовый
	ожелезненный
	ожелезненно-потечно-гумусовый
Отдел СТРУКТУРНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ	
Бурозем	ожелезненный
	элювиированный
	глинисто-иллювиированный
	глеевато-ожелезненный
	перегнойно-ожелезненный
Бурозем серогумусовый	грубогумусированный
	элювиированный
	темнопрофильный
	метаморфизированный
	глинисто-иллювиированный
	глеевато-ожелезненный
Бурозем грубогумусовый	элювиированный
	перегнойный
Отдел ОРГАНО-АККУМУЛЯТИВНЫЕ	
Серогумусовая	элювиированная
	глинисто-иллювиированная
	метаморфизированная
	ожелезненная
Отдел ГЛЕЕВЫЕ	
Глеезем	грубогумусированный
	ожелезненный
СТВОЛ ОРГАНОГЕННОГО ПОЧВООБРАЗОВАНИЯ	
Отдел ТОРФЯНЫЕ	
Торфяная олиготрофная глеевая	илогато-торфяная
СТВОЛ СИЛЛИТОГЕННОГО ПОЧВООБРАЗОВАНИЯ	
Отдел АЛЛЮВИАЛЬНЫЕ	
Аллювиальная гумусовая глеевая	элювиированная ожелезненно-оруденелая

Большая часть территории заповедника представлена *горно-лесным поясом* со среднетаежными лесами. 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 н.у.м. (рис. 21 – р. 26, 9, 10; рис. 22 – р. 23, 24, 25).

По мере подъема в горы тайга редет и переходит в *парковое редколесье*. 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 поясе паркового редколесья на высоте 500 м н.у.м., почвенный покров представлен буроземами (рис. 21 – р. 27; рис. 22 – р. 22, 19, 20, 21, 17, 16, 15).

Выше 500 м н.у.м. (*субальпийский пояс*), наблюдается смена буроземного типа почвообразования на горно-луговой (рис. 21 – р. 7, 31, 6, 5, 32, 29, 28, 1). Горные луга – характерный элемент растительности заповедника «Басеги», расположены на тех же высотах, что и криволесье, часто перемежаясь с ним. Луговые сообщества поднимаются вверх, почти до каменистых россыпей – до высоты 900 м н.у.м.. Так, под зверобойно-разнотравным лугом на высоте 570 м н.у.м. сформировалась органо-аккумулятивная почва – серогумусовая ожелезненная (р. 1). Полевице-разнотравный луг формируется на серогумусовой почве с начальными признаками метаморфизма (р. 28). Серогумусовая метаморфизированная (р. 29) и серогумусовая элювиированная (р. 6) почвы встречаются под березовым криволесьем горлецовым, а серогумусовая глинисто-иллювиированная (р. 5) – под щучково-разнотравным лугом (Шоба и др., 2014).

В средней части склона (750-794 м н.у.м.), под *березовым криволесьем* в микропонижениях, сформировались самые маломощные почвы – под *чернично-луговиковыми* сообществами – глееземы ожелезненные (р. 31); под крупнопоротниковой растительностью – литоземы (р. 7).

На вершине горы, на высоте 900-950 м н.у.м. (рис. 21 – р. 13, 14, 18) узкой полосой протянулся *горно-тундровый пояс*. К возвышениям вокруг останцев приурочены каменистые тундры, растения занимают углубления между камней. Поверхность камней затянута накипными лишайниками и мхами. Здесь процессы почвообразования часто прерываются денудацией – это участки с петроземами (р. 13). Такое сочетание условий почвообразования приводит к развитию горно-тундровых почв или сухоторфяно-литоземов (р. 14). Дерново-подбуры

иллювиально-железистые (р. 18) составляют основной фон мохово-лишайниковых тундр, развивающихся в верхней части горно-тундрового пояса.

Одна из наиболее важных особенностей высокогорий умеренных поясов – это зависимость их ландшафтов от ориентировки склонов по отношению к господствующим влагонесущим ветрам (Владыченский, 1998). Поэтому и дифференциация почвенного покрова в пределах вертикальных зон существенно зависит от крутизны и экспозиции склонов. Этот закон Владыченский (1998) предлагал ввести в список законов горного почвообразования. Особенно актуален он для ландшафтов меридионально вытянутого Урала, западные и северные склоны которого подвержены влиянию влажных циклонов, а восточные и южные – воздействию континентального массопереноса. Подъем насыщенного влагой морского воздуха вызывает образование низкой и плотной облачности, сопровождающейся обильными дождями и снегопадами, превращающимися в бурные яростные потоки влаги на склонах гор, способные передвигать значительных размеров валуны и массы земли (оползни, обвалы) (Владыченский, 1998). Но при спуске воздушных масс по склонам, обращенным к континенту, происходит их адиабатическое прогревание и удаление от точки конденсации. В результате, в нашем случае, количество осадков и высота снежного покрова в 2-3 раза различаются на склонах разных экспозиций г. Северный Басег, высота верхней границы леса и распространения буроземов на склоне северной экспозиции составила 450 м н.у.м., на южном – 655 м н.у.м., а на западном и восточном – 600 м н.у.м. (Шоба и др., 2014).

Действительно, на южном склоне древесная растительность поднимается на 100-150 м выше, чем на северном склоне, пояс лугов шире (рис. 21). В нижней части склона (межгорная седловина, высота 590 м н.у.м.) под березово-пихтовым аконитовым лесом в условиях большего увлажнения за счет значительного поверхностного и бокового стока еще сохраняются условия для буроземообразования – формируются буроземы глееватые ожелезненные (р. 27). Наличие в профиле горно-луговых почв железистых новообразований свидетельствует о контрастном водном режиме. Весной почвы испытывают

временное избыточное увлажнение из-за быстрого протаивания склона за счет притока боковых склоновых вод с более высоких элементов рельефа и равномерного насыщения почв влагой. В последующем, в летний период в почвенных профилях устанавливаются окислительные условия (Шоба и др., 2014).

Наряду с общим характером дифференциации почвенного покрова, в соответствии с законом вертикальной зональности и в зависимости от экспозиции склонов, необходимо отметить некоторые особенности структур почвенного покрова на склонах г. Северный Басег. Так, в верхней части южного склона изучаемого горного массива на абсолютной высоте 800-900 м н.у.м. образовался комплекс буроземов, совершенно не характерных для этого высотного пояса (рис. 21). В небольшой ложбине в поясе криволесья с горлецовым покровом формируется бурозем ожелезненный, по всей видимости, в условиях периодического переувлажнения (р. 8). Бурозем темногумусовый грубогумусированный (р. 30) образуется выше, на дренированном крутом участке нагорной террасы под чернично-зеленомошными сообществами. Чередование лесных и луговых ландшафтов в обсуждаемой части склонов связано, по нашему мнению, с миграцией лесного пояса в течение позднего плейстоцена и голоцена вверх и вниз по склону, отмеченное ранее и в других горных системах (Быковская, Ковалева, 2014; Ковалева, 2012).

Сохранению реликтовых ландшафтов способствует и террасированность склонов, обусловленная слоистым характером пластов пород, слагающих Басегскую антиклиналь, и полихронностью поверхностей горной долины. На более древние почвы фандов, согласно теории Трифионовой (1999), накладываются современные процессы почвообразования. В зонах бифуркации, особенно хорошо выраженных в долине р. Малый Басег, формируются самые молодые почвы – литоземы, аллювиальные, буроземы (рис. 23).

Характерное для западного макросклона Урала избыточное переувлажнение усугубляется круглогодичными инверсиями воздушных масс в нижних частях склонов и в горных долинах, которые тоже сказываются на характере

дифференциации почвенного покрова. Скопление тяжелого и холодного воздуха по днищам долин и котловин наряду с долготоящими снежниками и наличием вызываемого ими грунтового переувлажнения приводят к тому, что наиболее теплообеспеченными оказываются средние участки гор. Поэтому в большинстве средневысотных гор лес лучше растет на склонах, чем в долинах, а нижние части склонов и понижения заняты лугами и болотами (Владыченский, 1998), где деревья угнетены или встречаются единично. Так, в нижней части склона западной экспозиции в краевой зоне болота под ельниками хвощево-сфагновыми на высоте 518-519 м н.у.м. формируются глеевые почвы с грубогумусовым горизонтом – перегнойно-глеевая грубогумусированная ожелезненная (р. 23) и глеезем грубогумусированный (р. 24) (Шоба и др., 2014).

Ниже, на высоте 517 м н.у.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 – р. 25 (Шоба и др., 2014).

Днища логов и долины притоков *р. Малый Басег* (высота 344 м н.у.м., рис. 23) с проточным и временным увлажнением покрыты березняком таволго-разнотравным (приручьевым). В пойме притока сформировалась аллювиальная гумусовая глеевая элювиированная ожелезненная оруденелая почва (р. 33). Выше улучшаются условия дренажа, появляется примесь ели – под покровом березово-елового таволгового (приручьевого) леса формируются буроземы. Для мезопонижений характерны буроземы глееватые ожелезненные (р. 35).

На левом берегу западной экспозиции с большим передом высот растут еловые леса кислотно-мелкопапоротниковые и чернично-зеленомошные (рис. 23). За счет большей крутизны почвы короткопрофильные, представляющие собой мелкоземистую гумусовую толщу, развитую на элювии сланцев – литоземы серогумусовые ожелезненные (р. 42), литозем серогумусовый потечно-гумусовый (р. 44) и грубогумусовый ожелезненный (р. 45). В средней части склона обнаружен бурозем ожелезненный (р. 43) (Шоба и др., 2014).

Таким образом, на территории заповедника «Басеги» выявлена пространственная неоднородность почвенного покрова и большое разнообразие почв. Главными факторами дифференциации почвенного покрова являются закономерности вертикальной зональности, экспозиции склонов и строения горной долины, а также характер поступления воздушных масс, особенности почвообразующих пород и история горных ландшафтов в голоцене (Шоба и др., 2014).

4.2 Морфологические свойства почв

4.2.1. Характеристика морфологии профилей почв

Подробное морфологическое описание профилей почв приведено в приложении 2.

Почвы горно-тундрового пояса. Под тундровой растительностью встречаются слаборазвитые почвы – петроземы, альфегумусовые подбуры и сухоторфяно-литоземы. Почвенный покров фрагментарный, сопровождается выходом скальных пород и каменистых россыпей. Молодость почв, особое сочетание климатических факторов и интенсивное физическое выветривание обусловили примитивность профилей под тундровой растительностью. Морфологические признаки оподзоленности и оглеения почв не выражены. Ниже (табл. 4) приводится морфогенетическая характеристика почв горно-тундрового пояса (Шоба и др., 2014).

Таблица 4. Морфогенетическая диагностика почв горно-тундрового пояса.

Мощность, см		Характеристика органогенного горизонта		Новообразования в почве
профиля	органоген. горизонта	цвет	структура	
<i>Разрез 18 (950 м н.у.м.). Почва: дерново-подбур иллювиально-железистый. Лишайниковая тундра</i>				
41	AУ	18	серый непрочно-комковатая структура	глинистые кутаны
<i>Разрез 13 (950 м н.у.м.). Почва: петрозем. Лишайниковая тундра</i>				
15-↓	O	15	хорошо разложившийся торф	нет
<i>Разрез 14 (930 м н.у.м.). Почва: сухоторфяно-литозем. Кустисто-лишайниковая тундра</i>				
25-↓	TJ	15	полуразложившийся торф	нет

Петроземы: O-R (р. 13; табл. 4). Почва примитивная, представляет собой начальную стадию почвообразования, состоит из подстильно-торфяного горизонта O. Развитие почвы ограничивается близким залеганием кварцито-песчаников и их элювия. Доминирующие процессы – подстилкообразование и грубогумусо-аккумулятивный.

Сухоторфяно-литоземы: TJ-R (р. 14; табл. 4). Верхний горизонт – сухоторфяный TJ, залегающий на рыхлой щебнисто-мелкоземистой толще,

подстилаемой кварцито-песчаниками. Профиль почвы мощнее петроземов (25 см), за счет появления мелкоземистой части, перемешанной с элювием.

Дерново-подбуры: АУ-ВF-С (р. 18, табл. 4). Почва образована с поверхности серогумусовым горизонтом (дерновым) АУ непрочной комковатой структуры, с включениями светлых зерен минералов, отмытых от красящих пленок. Накопление полуразложившихся растительных остатков в виде торфянистой массы объясняется краткостью летнего периода, сравнительно низкой температурой и обилием атмосферных осадков. Ниже залегает альфегумусовый горизонт ВF охристо-бурой окраски, образованной в результате иллювиальной аккумуляции алюмо-железистых соединений. Имеются включения мелкого щебня. Горизонт ВF светлеет к породе. Основные почвообразовательные процессы: подстилкообразование, гумусо-аккумулятивный и альфегумусовый.

Почвы подгольцового (субальпийского) пояса. Основной фон почвенного покрова составляют органо-аккумулятивные серогумусовые почвы (горно-луговые по Классификации почв, 1977); из них почвы с малой мощностью (профиль менее 30 см) отнесены, согласно Классификации почв 2004 г., в отдел литоземов (табл. 5).

Таблица 5. Морфогенетическая диагностика почв подгольцового (субальпийского) пояса.

	Мощность, см		Характеристика органогенного горизонта		Новообразования в почве
	проф иля	органоген. горизонта	цвет	структура	
Субальпийские луга и кривоlessь	<i>Разрез 8 (800 м н.у.м.). Почва: бурозем ожелезненный. Небольшая луговина среди березового кривоlessья горлецового</i>				
	60-↓	АУ1 13	буровато-серый	мелкоореховатая	железистые конкреции и пятна
		АУ2 12	бурый	комковатая	
	<i>Разрез 30 (794 м н.у.м.). Почва: бурозем серогумусовый грубогумусированный. Березовое кривоlessье чернично-зеленомошное</i>				
	75	Нао 7	темно-коричневый	мажущая	нет
	АУ 1 10		комковатая		
	АУ 2 9				
<i>Разрез 7 (760 м н.у.м.). Почва: литозем серогумусовый ожелезненный. Березовое кривоlessье крупнопоротниковое</i>					
13-↓	АУ f 8	бурый	непрочная мелкоореховатая	железистые конкреции и пятна, черные пятна гумуса	
<i>Разрез 31 (755 м н.у.м.). Почва: глеезем ожелезненный. Березовое кривоlessье крупнопоротниковое</i>					
33	О 3	черно-серый	подстильно-торфяная	нет	
<i>Разрез 6 (750 м н.у.м.). Почва: серогумусовая элювирированная. Березовое кривоlessье горлецовое</i>					

	50-↓	AУ	22	бурый	мелкозернистая	нет
		AУel	21	светло-бурый	мелкозернистая	
	<i>Разрез 5 (700 м н.у.м.). Почва: серогумусовая глинисто-иллювирированная. Щучково-разнотравный луг</i>					
	56	AУ	5	темно-бурый	мелкозернистая	железистые конкреции
		AУi	18	бурый	мелкоореховатая	и пятна
		AУ	20		бесструктурная	
	<i>Разрез 32 (655 м н.у.м.). Почва: бурозем ожелезненный. Березовое криволесье крупнопоротниковое с куртинами лугов</i>					
	68	AУ1	4	серогумусовый	комковато-ореховатая	железистые пятна
		AУ2	13	буровато-коричневый		
		AУf	15	бурый	комковатая	
	<i>Разрез 29 (613 м н.у.м.). Почва: серогумусовая метаморфизированная. Куртина луга среди березового криволесья горлецового</i>					
	74-↓	AУ	5	темно-серый	бесструктурная	нет
		AУel	10	светло-серый	мелкозернистая	
		AУm	56	темно-бурый		
	<i>Разрез 28 (607 м н.у.м.). Почва: серогумусовая метаморфизированная. Полевице-разнотравный луг</i>					
	45	AУ	9	серовато-коричневый	бесструктурная	нет
		AУel	5	буровато-серый	мелкозернистая	
		AУm	15	буровато-коричневый	ореховато-комковатая	
	<i>Разрез 27 (590 м н.у.м.). Почва: бурозем глееватый ожелезненный. Березово-пихтовый аконитовый лес</i>					
	67	AУf	8	сизовато-серый	комковатая	железистые конкреции
		AУg	14	сизовато-серый	бесструктурная	и пятна
	<i>Разрез 1 (570 м н.у.м.). Почва: серогумусовая ожелезненная. Зверобойно-разнотравный луг</i>					
	66	AУ1	11	темно-бурый	мелкозернистая	нет
		AУ2	21	бурый	зернистая (больше порошистая)	
		AУ3	8	коричневый	бесструктурная	
		AJ	5	светло-коричневый	призматическая	
Парковое редколесье	<i>Разрез 17 (590 м н.у.м.). Почва: бурозем серогумусовый метаморфизированный. Пихтово-еловый крупнопоротниковый лес</i>					
	56	AУ	9	буровато-коричневый	комковатая	нет
		AУm	10	коричнево-бурый	ореховатая	
	<i>Разрез 21 (590 м н.у.м.). Почва: бурозем элювирированный. Пихтово-еловый аконитовый лес</i>					
	54-↓	AУel	6	светло-серый	комковатая	нет
		AУ	8	бурый	ореховато-комковатая	
	<i>Разрез 16 (580 м н.у.м.). Почва: бурозем грубогумусовый элювирированный. Пихтово-еловый аконитовый лес</i>					
	54-↓	АО	15	темно-бурый	мелкозернистая	нет
		AУel	15	светло-бурый		
	<i>Разрез 15 (577 м н.у.м.). Почва: бурозем серогумусовый глинисто-иллювирированный. Пихтово-еловый аконитовый лес</i>					
70	AУ	6	темно-серый	комковатая	нет	
<i>Разрез 20 (575 м н.у.м.). Почва: бурозем серогумусовый темнопрофильный. Пихтово-еловый аконитовый лес</i>						
37-↓	AУ	11	серовато-черный	мелкозернистая	нет	
<i>Разрез 19 (565 м н.у.м.). Почва: бурозем серогумусовый элювирированный. Пихтово-еловый крупнопоротниковый лес</i>						
82	AУ	9	темно-коричневый	непрочно ореховатая		
<i>Разрез 22 (557 м н.у.м.). Почва: бурозем серогумусовый элювирированный. Пихтово-еловый аконитовый лес</i>						
50	AУ	11	темно-коричневый	мелкозернистая	нет	

Органо-аккумулятивные: Ad-AУ(AJ)-C. Общими морфогенетическими характеристиками являются (р. 6, 5, 29, 28, 1; табл. 5): укороченный профиль; наличие с поверхности мощной дернины *Ad*; ниже залегает перегнойно-аккумулятивный горизонт от серых *AУ* до светлых оттенков *AJ*,

характеризующийся порошистой или зернистой структурой, наличием большого количества разложившейся корневой массы; отсутствием горизонта *B*. Профиль почв неполноразвитый, слабо дифференцирован, характер переходов между горизонтами постепенный, за счет близкого подстилания породы и невозможности для активного движения почвенных растворов.

В профиле органо-аккумулятивных почв иногда встречаются железистые новообразования (табл. 5), 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.

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

Почвы межгорной седловины (р. 28, 29), под луговой растительностью, имеют признаки метаморфизма в нижней части профиля, свидетельствующие о прошлом этапе развития буроземного процесса почвообразования в эволюции почв.

Глеезем ожелезненный: Ao-O-G-C-Gf (р. 31). Почвы формируются на террасах, в микропонижениях на высоте 755 м н.у.м.. Гумусовые горизонты оторфованы. Срединный горизонт – глеевый, в сухом состоянии пепельного цвета. Почвы до 25 см.

На высоте 500 м уже появляются условия для формирования *буроземов* (р. 27, 22, 19, 20, 21, 17, 16, 15), строение профиля: *AO(Ad)-AY-BM-C*. Почва формируется при совместном воздействии следующих элементарных почвообразовательных процессов: подстилкообразование, дерновый, аккумуляция гумуса и внутрпочвенное оглинивание с локальным участием процесса оглеения.

Общими морфологическими характеристиками буроземов является слабовыраженная дифференциация профиля на отдельные горизонты; бурая окраска горизонтов, обусловленная соединениями железа; комковатая или ореховато-комковатая структура.

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. 5, 6). 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. Морфологический облик буроземов горно-лесного пояса схож с буроземами, сформированными под парковой растительностью подгольцового пояса.

На холодном склоне северной экспозиции в нижней части склона горы (400-430 м н.у.м.) на пологом участке крутизной 3° под ельником кислинечно-мелкопапоротниковым сформировались буроземы элювируемые (р. 9, АУ-ВМ₁-ВМ₂-ВМ_{el}-С и р. 10, АО-АУ-АУ_{el}-ВМ_{el}-ВМ-С). Рядом с разрезом обнаружены вываленные деревья, выражен мезорельеф. Мощность профиля буроземов составляет 70-104 см, структурно-метаморфический горизонт на глубине 30-70 см осветлен. На глубине 30-70 см вскрыты грунтовые воды, профиль почвы быстро заполняются водой.

В этой же зоне ветровалов, в 300 м от р. Усьва (высота 315 м н.у.м.), где условия дренированности локально улучшаются, растительность сменяется на березняк таволго-разнотравный, формируется бурозем глинисто-иллювицированный мощностью 67 см (р. 26, АУ-ВМ₁-ВМ₂-ВМ₃). Важно отметить, что с увеличением абсолютной высоты местности, в почвах увеличивается мощность структурно-метаморфического горизонта ВМ (r=0,9), а корреляция с общей мощностью профиля практически отсутствует (табл. 6).

Таблица 6. Морфологическая характеристика почв горно-лесного пояса.

профиля	Мощность, см		Характеристика органогенного горизонта		Новообразования в почве
	органоген. горизонта		цвет	структура	
<i>Разрез 23 (519 м н.у.м.). Почва: перегнойно-глеевая грубогумусированная ожелезненная. Ельник хвоцево-сфагновый</i>					
97	Hg	10	серовато-сизый	бесструктурная	железистые конкреции и пятна
<i>Разрез 24 (518 м н.у.м.). Почва: глеезем грубогумусированный. Ельник хвоцево-сфагновый</i>					
70	Oao	9	темно-серый	бесструктурная	железистые конкреции и пятна
<i>Разрез 25 (517 м н.у.м.). Почва: торфяная олиготрофная глеевая иловато-торфяная. Березняк заболоченный</i>					
55-↓	ТО	19	торф	торф	нет
	T	22			
	Tmr	7	примесь мелкозема темно-серого цвета	бесструктурная	
<i>Разрез 9 (430 м н.у.м.). Почва: бурозем элювицированный. Ельник кислично-мелкопапоротниковый</i>					
70-↓	AУ	5	темно-бурый	мелкокомковатая	нет
<i>Разрез 10 (400 м н.у.м.). Почва: бурозем элювицированный. Ельник кислично-мелкопапоротниковый</i>					
104-↓	AУ	13	бурый	ореховато-комковатая	нет
	AУel	20	светло-бурый		
<i>Разрез 26 (315 м н.у.м.). Почва: бурозем глинисто-иллювицированный. Березняк таволго-разнотравный (приручевый)</i>					
67	AУ	17	коричневый	ореховато-комковатая	нет

Глеевые почвы (р. 23, 24): O(H)-G-C. 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 хвоцево-сфагновыми на высоте 518-519 м н.у.м. формируются глеевые почвы с грубогумусовым горизонтом – *перегнойно-глеевая грубогумусированная ожелезненная* (р. 23, H_g-G_f-G-G(C) и *глеезем*

грубогумусированный (р. 24, $O_{ao}-G-G(C)-C_g$). 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.

Долина р. Малый Басег. Необходимо заметить, что все почвы левого берега отличает наличие железистых новообразований. С высотой мощность гумусового горизонта и профиля в целом снижается (табл. 7).

Таблица 7. Морфологическая характеристика почв горно-лесного пояса катен в долине р. Малый Басег.

Мощность, см		Характеристика органогенного горизонта		Новообразования в почве
профиля	органоген. горизонт	цвет	структура	
<i>Разрез 41 (396 м н.у.м.). Почва: литозем серогумусовый ожелезненный потечно-гумусовый</i>				
35	AУ 11	серый	мелкозернистая	железистые конкреции и пятна
<i>Разрез 40 (383 м н.у.м.). Почва: бурозем грубогумусовый перегнойный</i>				
40-↓	AOh 11	темно-коричневый	бесструктурная	нет
<i>Разрез 39 (374 м н.у.м.). Почва: бурозем перегнойный ожелезненный</i>				
40-↓	AOh 4	черный	зернистая	железистые пятна на щебне
	AУ ₁ 8	серый	бесструктурная	
	AУ ₂ 9	светло-серый		
<i>Разрез 38 (373 м н.у.м.). Почва: бурозем серогумусовый элювируемый</i>				
57-↓	AУ i 12	коричневый	мелкозернистая	нет
<i>Разрез 44 (364 м н.у.м.). Почва: литозем серогумусовый потечно-гумусовый</i>				
30	AУhi 9	светло-бурый	бесструктурная	гумусовые затеки
<i>Разрез 45 (363 м н.у.м.). Почва: литозем грубогумусовый ожелезненный</i>				
49	AO 8	почти черный	бесструктурная	железистые конкреции и пятна
<i>Разрез 37 (353 м н.у.м.). Почва: бурозем ожелезненный</i>				
70	АН 3	почти черный	мелкозернистая	железистые пятна на щебне
	AУ 15	серый	бесструктурная	
<i>Разрез 43 (352 м н.у.м.). Почва: бурозем ожелезненный</i>				
76-↓	AУ 16	серый	комковатая	железистые пятна на щебне
	AУf 17	светло-серый		
<i>Разрез 35 (347 м н.у.м.). Почва: бурозем глееватый ожелезненный</i>				
60	АН 10	темно-серый	бесструктурная	железистые конкреции и пятна
	AУ 6	серый		
	AУg 11	светло-серый		
<i>Разрез 36 (347 м н.у.м.). Почва: бурозем серогумусовый элювируемый глееватый ожелезненный</i>				
80	АНao 3	серо-черный	комковатая	железистые пятна на щебне
	AУ el 14	серый		
<i>Разрез 34 (346 м н.у.м.). Почва: бурозем серогумусовый ожелезненный глееватый</i>				
100-↓	АН 9	почти черный	бесструктурная	железистые конкреции и пятна
	AУ f,m 21	темно-серый		
	AУf 8	светло-серый		
<i>Разрез 42 (345 м н.у.м.). Почва: литозем серогумусовый ожелезненный</i>				
30	AУ ₁ f 4	темно-серый	бесструктурная	железистые пятна на щебне
	AУ ₂ f 14	серый		
<i>Разрез 33 (344 м н.у.м.). Почва: аллювиальная гумусовая глеевая элювируемая ожелезненная оруденная</i>				
102	AУel,f 25	бурый	комковатая	железистые конкреции и

Таким образом, во многих почвах хребта Басеги обнаружены глинистые натеки и кутаны, что соответствует современным гумидным условиям почвообразования.

Морфологические признаки оподзоливания в почвах не выявлены.

Почвы бескарбонатные, не вскипают при воздействии соляной кислоты.

В зоне экотона лес/тундра органо-аккумулятивные почвы на крутых склонах имеют неполноразвитый профиль: укороченный, малая мощность горизонтов, срединный горизонт не выражен. Некоторыми исследователями (Титова, Горячкин, 2010) почв горных лугов Северного Урала считается, что стирание или построение нового гумусового горизонта под лугами идет, по крайней мере, за 100-200 лет». В целом, слабая морфологическая дифференциация органо-аккумулятивных почв хребта свидетельствует о молодости процессов почвообразования (Розанов, 2004).

4.2.2 Характеристика щебнистости почв

Наличие щебня – характерный признак горных почв. Щебнистые почвы следует рассматривать как почвы с непрерывным привносом вещества. Этот привнос, обуславливаемый выветриванием, осуществляется тем интенсивнее, чем более измельчен выветриваемый материал (Самофалова, Лузянина, 2014). Наличие скелетно-обломочного материала и обломков первичных минералов затормаживает процессы дифференциации профиля (Михайлова, 1976).

Почвы района исследований формируются на сланцах, которые быстро выветриваются, обеспечивая мелкозем мелкими щебенчатыми частицами. Резерв обломочного материала варьирует от 5 до 80 % (прилож. 2). Размер доминирующих фракций щебня, в основном, средний – 10-30 мм; в меньшем количестве представлен мелкий щебень (менее 10 мм), часто встречаются хрящи более 30 мм.

Анализ морфологических свойств позволил разделить почвы на разновозрастные группы моно- и полигенетичных разностей.

Петроземы (р. 13) и сухоторфяно-литоземы (р. 14) в гольцовой зоне на вершине горы, находящиеся в эмбриональной стадии почвообразования, не содержат щебня (прилож. 2). Некоторые ученые (Ильина и др., 1993; Карпачевский, 2012; Карпачевский, Шевченко, 1997) указывают на эоловое происхождение таких почв среди курумов, где мелкозем и подстилка, «проваливаясь» между камнями, заполняют пустоты. Образующийся при выветривании мелкозем, как и мелкозем щебнистых глин, переносится ветром и накапливается 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. Это является важным эндогенным фактором гомогенизации почв.

В горно-тундровом поясе г. Северный Басег сформировались моногенетичные дерново-подбуры (р. 18, рис. 24), с нормальным распределением фракций щебня. Почва короткопрофильная, вероятно, толща сформировалась не так давно – в последнюю фазу субатлантического периода голоцена, в благоприятных условиях для педогенеза.

Постлитогенные почвы на склонах г. Северный Басег с ненарушенным сложением, формирование генетических горизонтов которых происходило в одних экологических условиях фандов, имеют аккумулятивный характер щебнистости вниз по профилю (рис. 24). Почвы короткие, до 50 см; формирование мелкозема связано с разрушением массивно-кристаллической породы и ее обломков, залегающих в основании почвы и слагающих ее каменистую часть. В таких почвах скорость образования горизонтов выше, чем процессы физической дезинтеграции (почвы южного склона, кроме р. 22) – кривая щебнистости имеет элювиальный характер (рис. 24); в буроземах – наибольший объем щебнистого материала в горизонте ВМ.

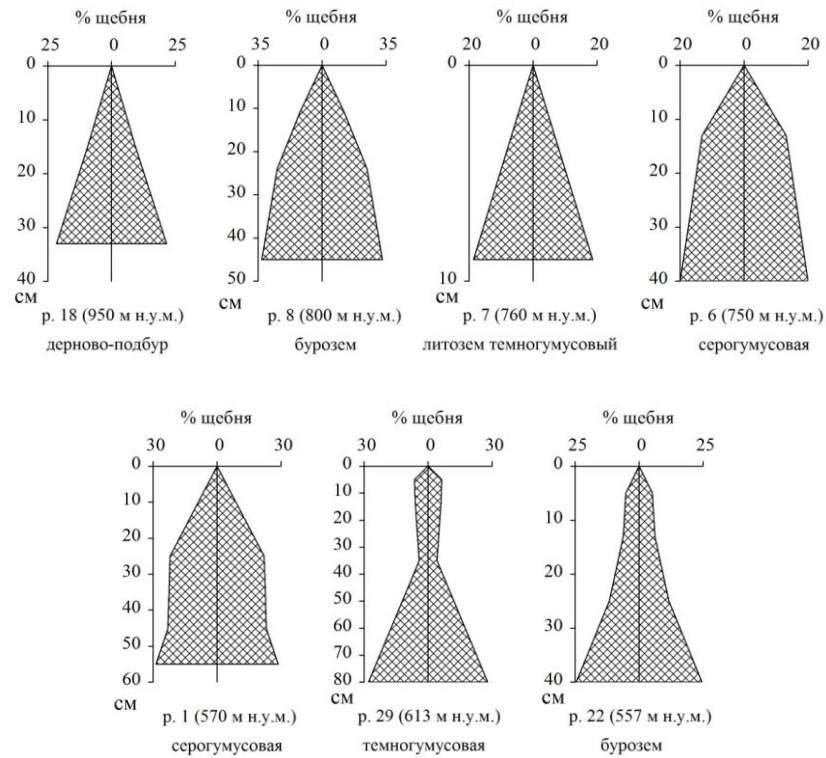


Рисунок 24. Профильное распределение содержания щебня в ненарушенных почвах, % (г. Северный Басег).

В отличие от профилей склонов г. Северный Басег, в почвах р. Малый Басег, в основном, щебнистость закономерно увеличивается вниз по профилю (рис. 25). Доминирует содержание мелких фракций щебня (менее 10 мм), совершенно отсутствует материал крупнее 30 мм, что объяснимо меньшим воздействием в зоне леса экзогенных факторов. Также мощная корневая система елей и берез горно-лесного пояса и подстилаяющая мохово-травянистая растительность способствует большому разрушению и выветрелости обломков горных пород.

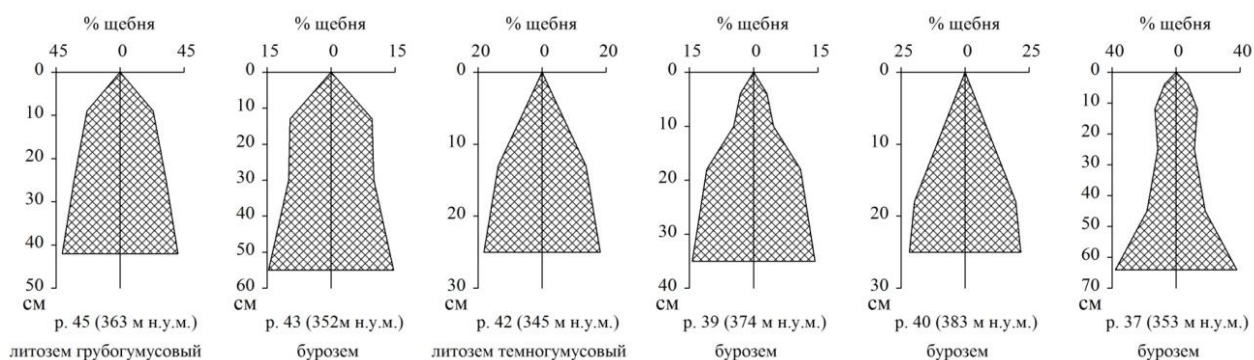


Рисунок 25. Профильное распределение содержания щебня в ненарушенных почвах, % (долина р. Малый Басег).

В некоторых почвах (р. 32, 21, 15) разных экспозиций, но одной высоты на г. Северный Басег (500-600 м н.у.м.), проявляется незакономерное распределение обломочного материала. В таких почвах наиболее щебнистыми являются верхние горизонты, затем доля скелетно-обломочного материала от содержания мелкозема снижается (рис. 26), а с глубиной может опять возрасти. Подобное распределение маркирует благоприятные условия для педогенеза средней толщи, и последующую активизацию экзогенных процессов в прошлом, проявившееся на глубине 10-20 см в увеличении содержания фракции щебня.

Полиморфные диаграммы щебнистости в буроземах разрезов 32, 21, 15, 5, 26, 30 (рис. 26) свидетельствуют об активизации экзогенных процессов, связанных с увеличением количества атмосферных осадков или с неравномерным протаиванием почвенной толщи и развитием солифлюкционных явлений, крипа, оползней и пр., и видимо, диагностирует конечные морены неогляциала и малого ледникового возраста, с которым и связано формирование луговин.

В луговом поясе гор характерно сохранение признаков прошлой солифлюкции наряду с современной. Результатом их деятельности является перемешивание и наложение материала почвенных горизонтов. Поэтому в этой зоне редко можно встретить «нормально» развитые профили, почвы слабо дифференцированы, обломочный материал как результат перигляциального перемешивания и переотложения распределяется «незакономерно» (Эвальд, 1980, цит. по Ромашкевич, 1996).

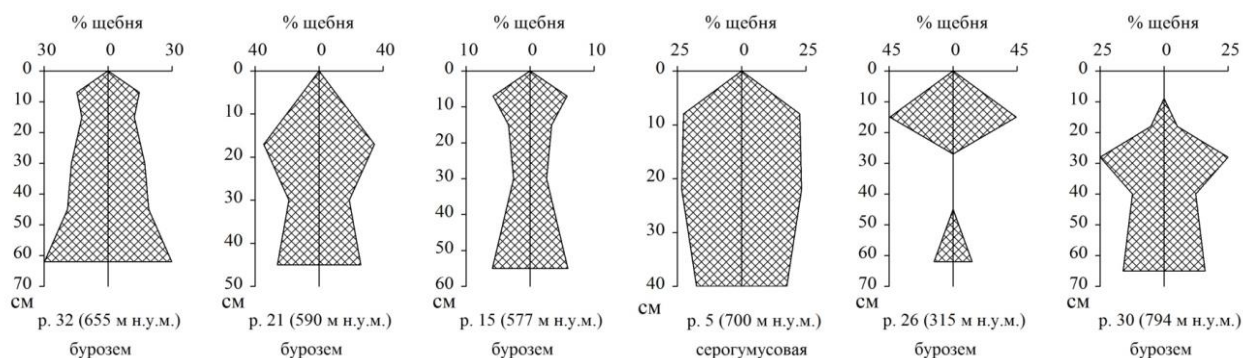


Рисунок 26. Профильное распределение содержания щебня в почвах (%) с инверсией.

В почвах синлитогенного тренда почвообразование почвообразование протекает одновременно с аккумуляцией свежего минерального материала, что нарушает естественное распределение содержания фракции щебня в профиле (р. 33, рис. 27). Вероятно, аллювиальные процессы отчасти накладываются и на расположенные рядом почвы поймы реки (рис. 27).

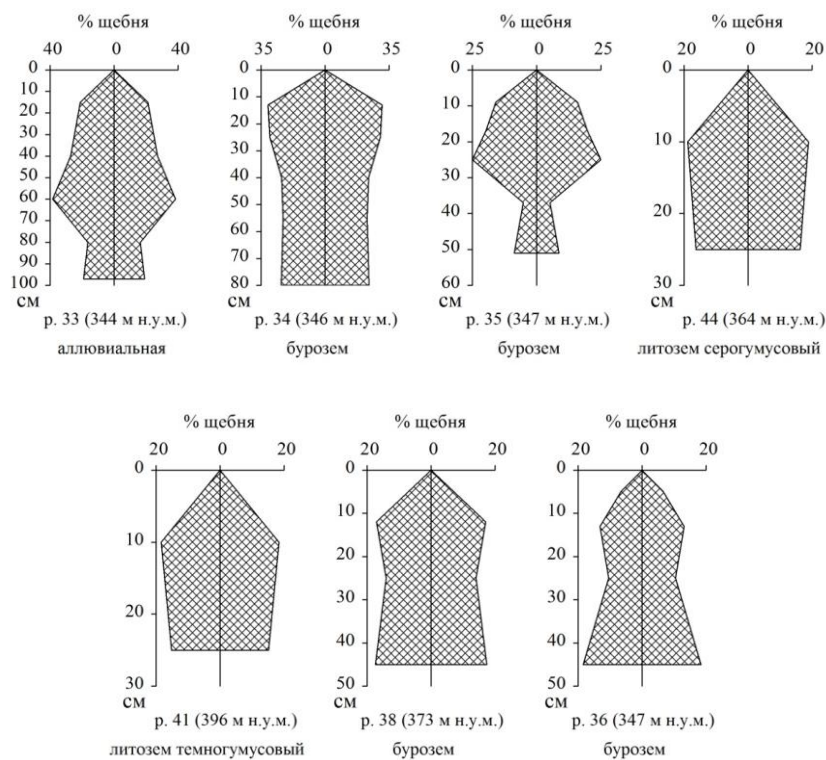


Рисунок 27. Профильное распределение содержания щебня в почвах (%) с инверсией (долина р. Малый Басег).

Абсолютно лишен щебнистого материала бурозем элювируемый на высоте 400 м н.у.м. под ельником кислично-мелкопапоротниковым (р. 10) (прилож. 3).

Обращают на себя внимание буроземы, в органогенных горизонтах которых отсутствует щебень. Так, в буроземе глееватом ожелезненном (р. 27, рис. 28), расположенном в нижней части южного склона в межгорной седловине в условиях длительного переувлажнения в серогумусовом горизонте АУ отсутствует щебень, с глубины 12 см горизонта АУ_g с признаками оглеения имеет 20,5 % щебнистости; в горизонте ВМ_g – 24,2 %; в подстилающей делювиальной глине примесь щебня снижается до 11,6 %. Бурозем серогумусовый метаморфизированный (р. 17, 590 м н.у.м.) и бурозем серогумусовый элювируемый (р. 19, 565 м н.у.м.), расположенные на разных склонах под пологом пихтово-елового крупнопапоротникового леса, также не имеют щебня в верхнем темногумусовом горизонте. Бурозем элювируемый (р. 9, 430 м н.у.м.) также не содержит щебня в верхних горизонтах – АУ и ВМ₁; незначительная щебнистость в горизонте ВМ₁ – 10,1 % и в горизонте ВМ_{el} – 16,5 % (рис. 28).

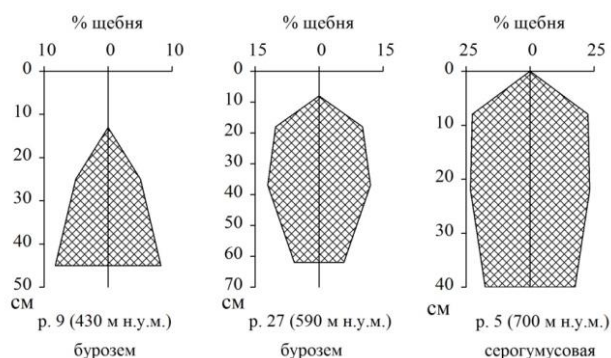


Рисунок 28. Профильное распределение содержания щебня в почвах, %
(г. Северный Басег).

Таким образом, профильное распределение фракций щебня служит репером в определении стадий развития почв. Полученные данные позволили наметить предварительные направления филогенеза почвенного покрова хребта Басеги.

Так, для гольцовой зоны характерен денудационный тренд эволюции (Иванов, 2015), когда почвообразование «скользит» по породе вглубь, охватывая новые слои. В таких почвах распределение содержания щебня будет ненарушенным.

В этих же горно-тундровых ландшафтах формируются почвы органогенного ствола, находящиеся в зачаточном состоянии, происхождение их, как правило, эоловое. Почвы слаборазвиты, щебень отсутствует.

Полигенетичность проявляется только в почвах экотона лес/тундра. Полиморфные диаграммы щебнистости свидетельствуют об активизации экзогенных процессов неогляциала и малого ледникового периода.

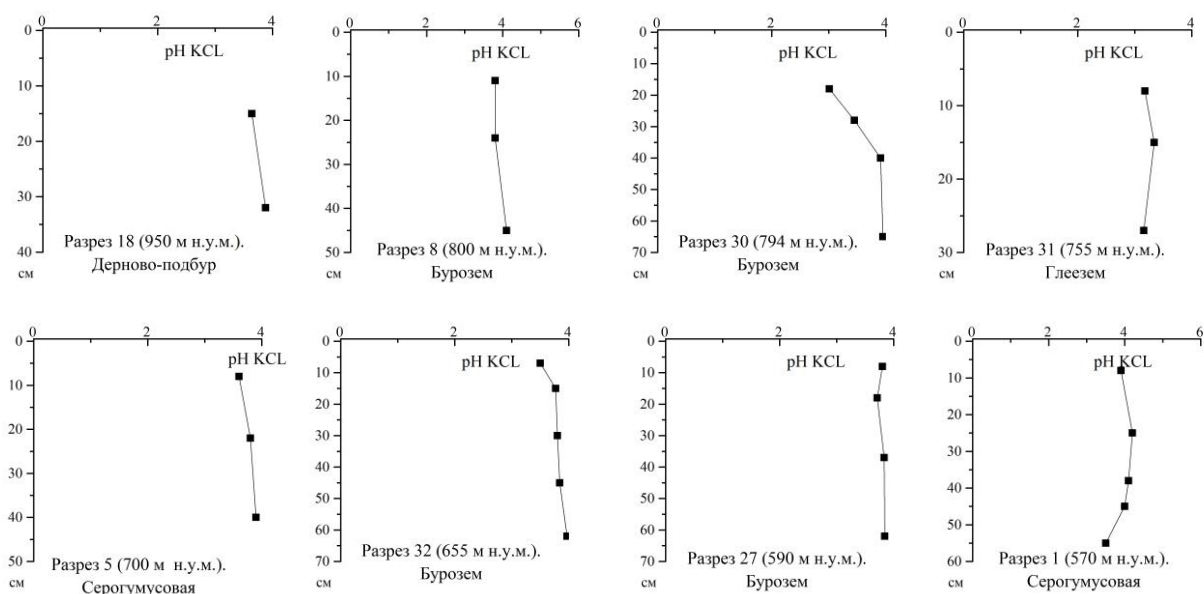
В буроземах зон бифуркации, под лесным пологом подножия горы, скелетно-обломочный материал отсутствует.

4.3. Химические свойства почв

4.3.1. Характеристика кислотно-основных свойств почв

Физико-химические свойства относятся к наименее инерционным характеристикам, отражающим современные условия почвообразования (Самойлова, 1991).

Почвы хребта Басеги характеризуются сильно кислой реакцией среды: средние величины $pH_{kcl} - 3,7$ (рис. 29, 30). Профильные кривые pH солевой вытяжки имеют равномерный характер как в подбурях, буроземах, органо-аккумулятивных и гидроморфных почвах катен, приуроченных к г. Северный Басег, так и в буроземах, литоземах горно-лесного пояса долины р. Малый Басег.



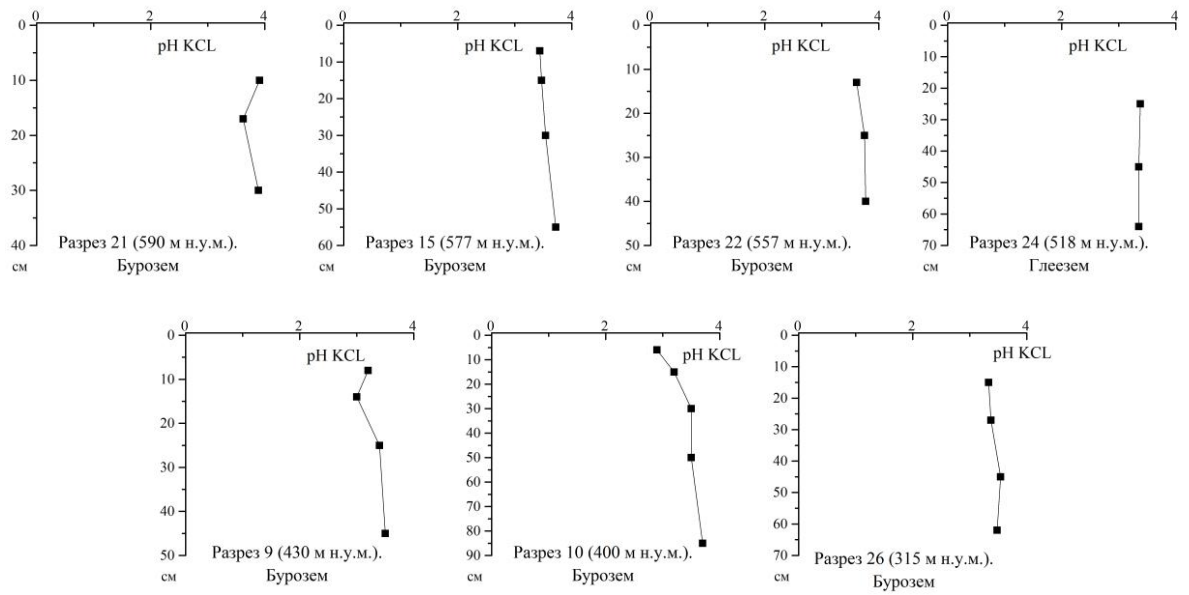
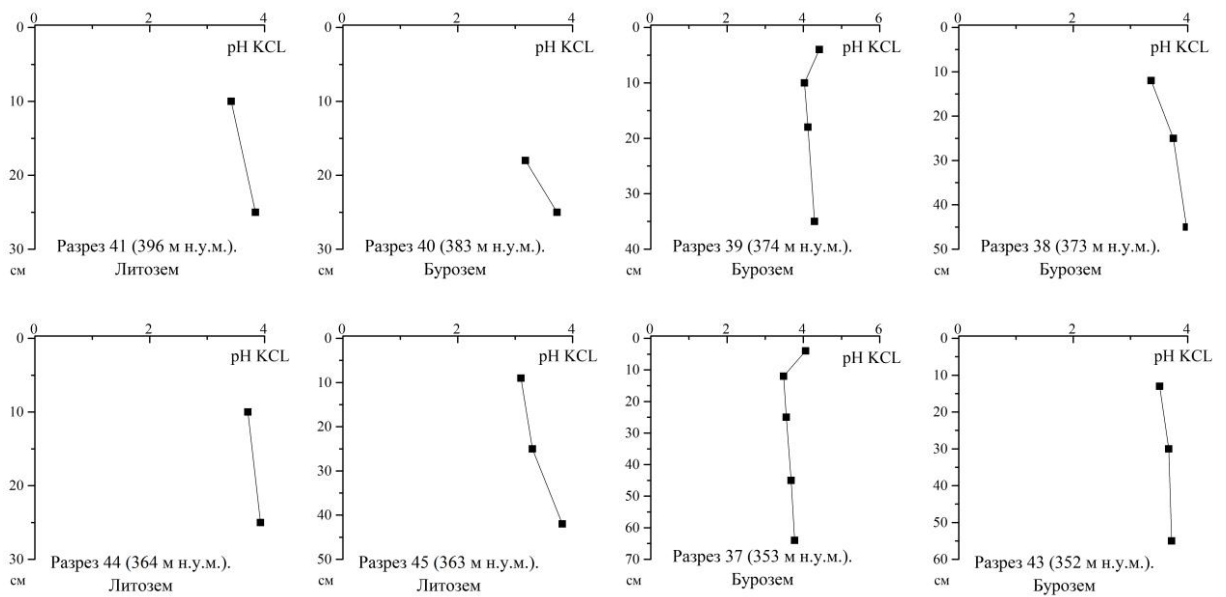


Рисунок 29. Кривые профильного распределения pH_{KCl} почв г. Северный Басег.



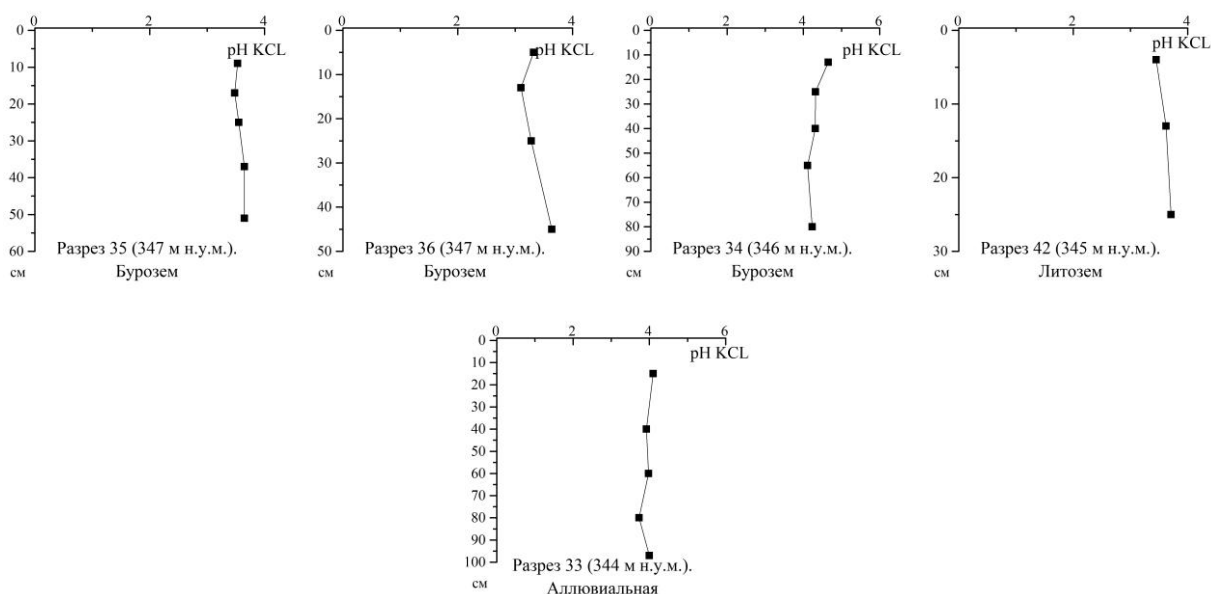


Рисунок 30. Кривые профильного распределения pH_{KCl} почв долины р. Малый Басег.

Характерной особенностью почв хребта Басеги является закономерно большая разница между значениями актуальной и обменной кислотности: актуальная кислотность (pH_{H_2O}) несколько выше, средние значения – 4,6 (рис. 31, прилож. 4, 5).

Величины обменной кислотности исследуемых почв обусловлены содержанием обменного алюминия (Al^{3+}); установлено, что в почвах на сланцах его больше. Кроме того, содержание обменного алюминия зависит от произрастающей растительности, степени выветрелости почвенной массы (чем выше выветрелость, тем больше в ней обменного алюминия) (Иванова, 1949; Dobrzanski 1960; Mclean, 1976). Сланцы являются сильно выветрелыми породами, поэтому в биологический круговорот из них вовлекается мало кальция и магния, и почвы, в связи с этим, имеют кислую реакцию среды. Этому способствует, и легкая мобилизация в них алюминия. Так для почв, в условиях тундровой растительности, содержание обменного (подвижного) алюминия в подбурах (р. 18) – 10 мг/100 г; в почвах субальпийского пояса – 8-11 мг/100 г; в почвах горно-лесного – 16,9 мг/100 г (прилож. 4). Интересно отметить, что гумусовые горизонты в буроземе на высоте 800 м н.у.м. (р. 8) имеют очень высокие

параметры Al^{3+} – 44,91 и 57,51 мг/100 г, что свидетельствует о высокой степени выветрелости органогенных горизонтов (прилож. 4). Высокие значения свойственны также буроземам нижней части катены северного склона (400-430 м н.у.м.) г. Северный Басег: в разрезе 9 горизонт ВМ – 112-98 мг/100 г; в разрезе 10 гор. АУ – 55 мг/100 г (прилож. 4)

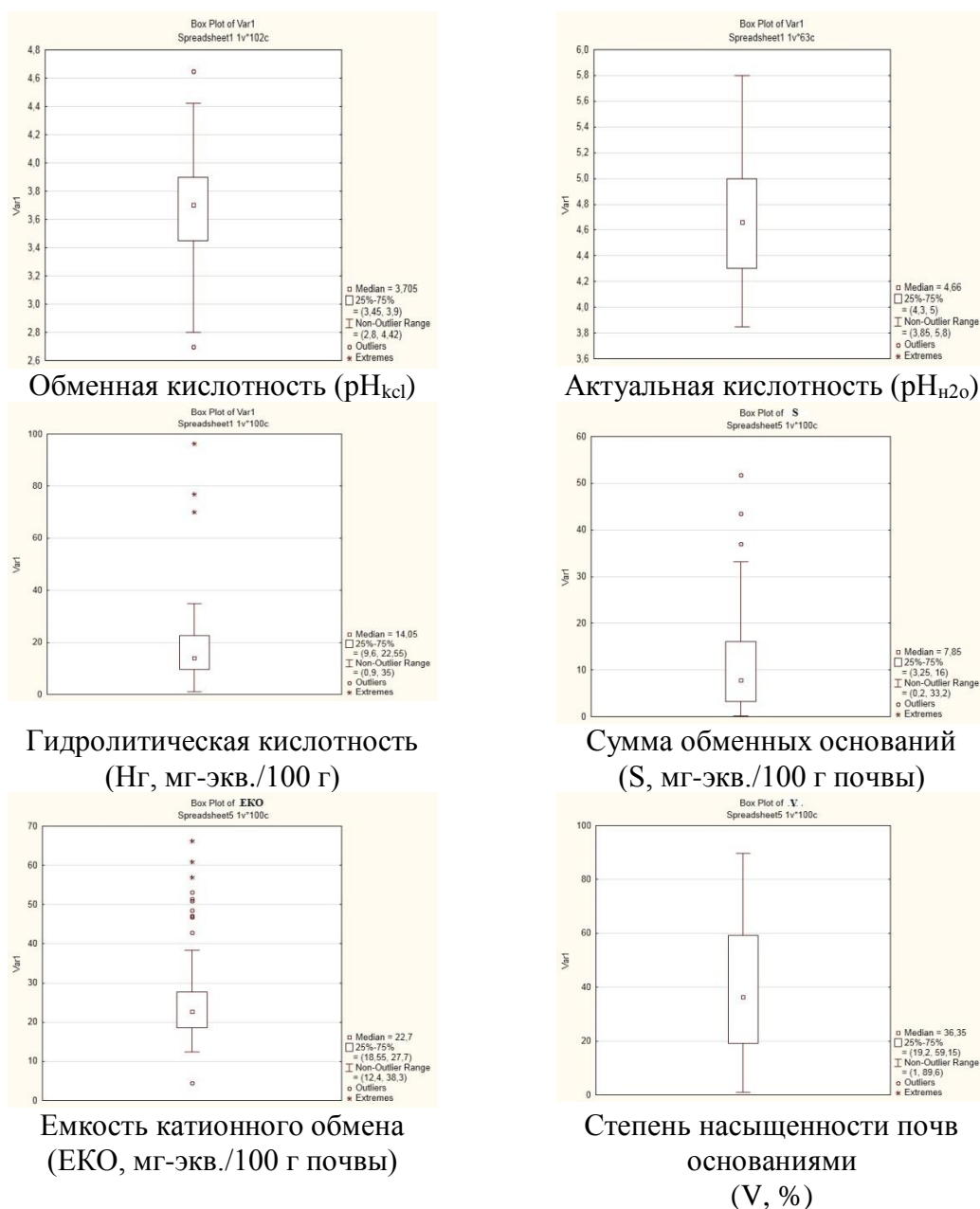


Рисунок 31. Размах изменчивости физико-химических показателей в почвах (n= 100).

Величины гидролитической кислотности (Нг) по профилю почв изменяются в зависимости от положения почвы в ландшафте (рис. 32). Почвы горно-тундрового пояса состоят из одного-двух торфянистых или одного органоминерального горизонта и поэтому, высокая Нг отмечается во всем маломощном профиле почв (дерново-подбур, р. 18) – 17-24 мг-экв./100 г.

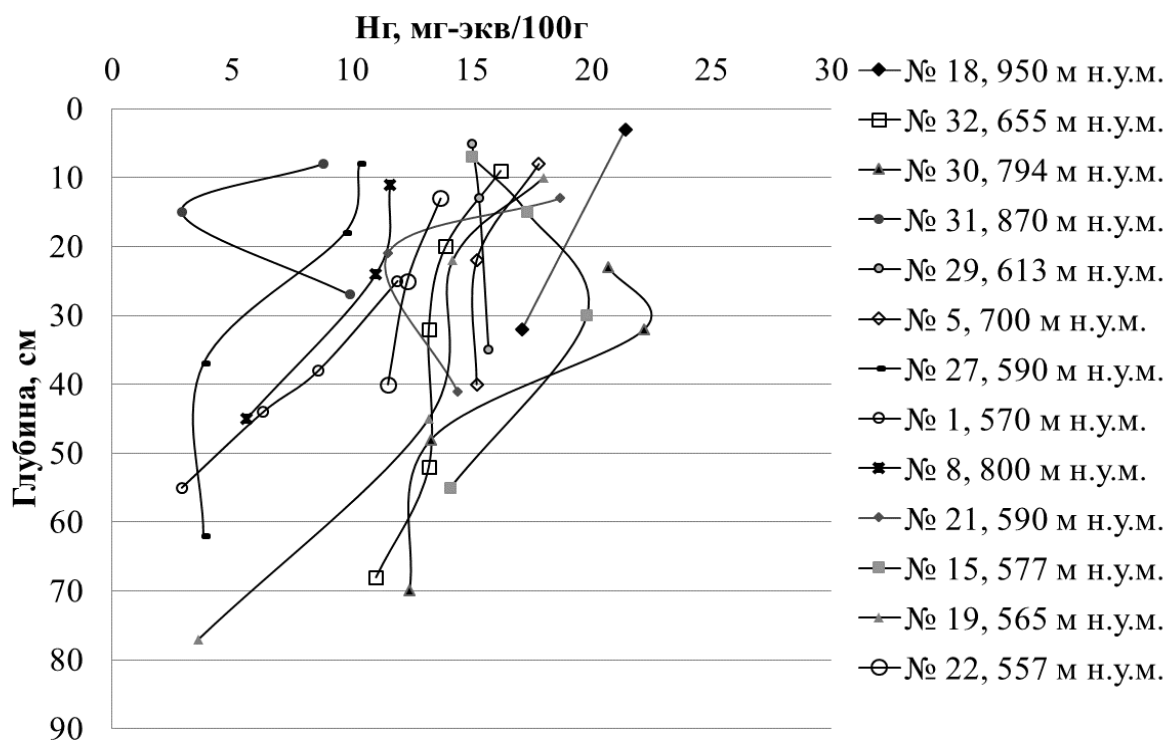


Рисунок 32. Профильное распределение гидролитической кислотности (Нг, мг-экв./100г) в почвах субальпийского пояса г. Северный Басег.

В почвах под субальпийскими лугами 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. 32).

Нижние части склонов г. Северный Басег, до высоты 600 м н.у.м., покрывает темнохвойная тайга. Здесь создаются иные условия: большую роль

играет елово-пихтовый кислый опад и мшисто-хвощевая подстилка. Профильные кривые гидролитической кислотности в буроземах (р. 9, 10) имеют бимодальный характер, в глеевой почве (р. 24) значения гидролитической кислотности возрастают с глубиной (рис. 33).

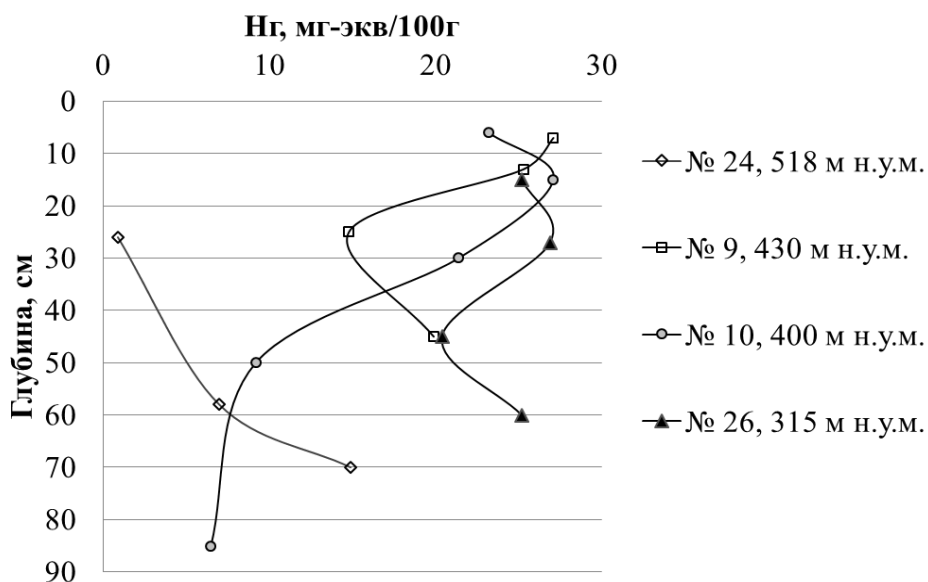


Рисунок 33. Профильное распределение гидролитической кислотности (Нг, мг-экв./100г) в почвах горно-лесного пояса г. Северный Басег.

У подножия хребта Басеги (314-400 м н.у.м.), в долине р. Малый Басег, 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. 34).

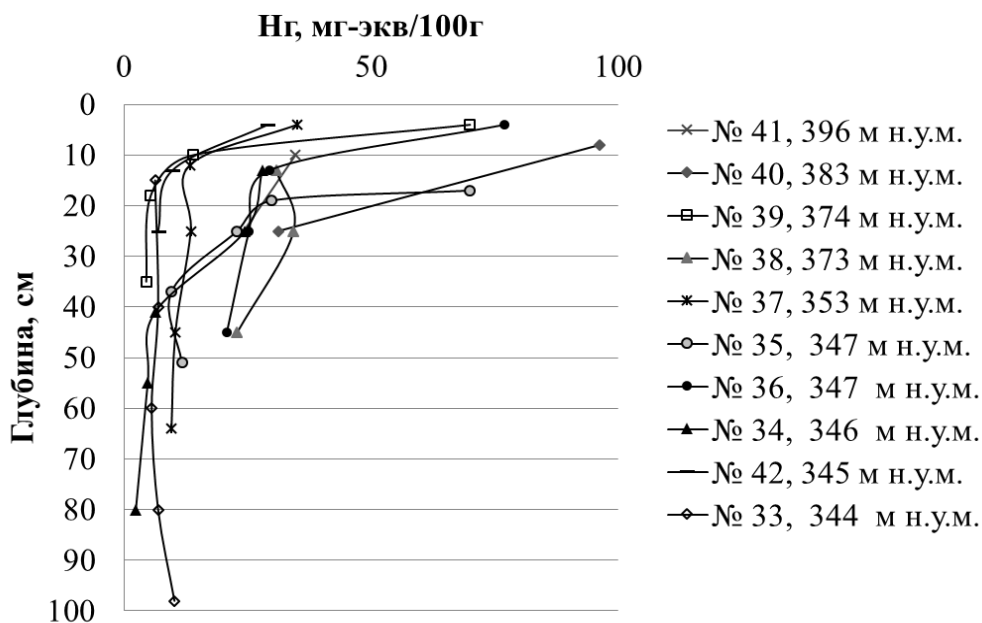


Рисунок 34. Профильное распределение гидролитической кислотности (Нг, мг-экв./100г) в почвах долины р. Малый Басег.

Сумма обменных оснований (S) колеблется в пределах – от 0,2 мг-экв./100 г до 51,8 мг-экв./100 г (рис. 31).

Емкость катионного обмена (ЕКО) в почвах довольно низкая. Среднее значение для почв подгольцового пояса – 20,5 мг-экв./100 г; для горно-лесного – 27,5 мг-экв./100 г почвы (рис. 31, прилож. 4, 5).

Насыщенность почв основаниями (V) варьирует при широком разбросе значений (максимальное – 89,6 %; минимальное – 1,0 %). Среднее значение насыщенности почв основаниями для всех горных почв – 39,6 % (рис. 31, прилож. 4, 5). 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) – 63 % в горизонте АУ и серогумусовой почве на высоте 570 м (р. 1) – 54 % в горизонте АУ. Относительно высокие значения степени насыщенности почв основаниями в почвах подгольцового пояса можно обосновать богатой произрастающей травянистой растительностью. Горно-луговая растительность сохраняет от вымывания из почв ряд веществ.

Фирсова (1991) считает, что подвижный калий (K_2O) и фосфор (P_2O_5) в буроземах Среднего Урала 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 почвах южного склона содержание подвижного фосфора – повышенное в серогумусовой почве, с уменьшением вглубь профиля (р. 1, 570 м н.у.м.). В серогумусовой (р. 5, 700 м н.у.м.) имеется обогащение в средней части профиля. Среднее содержание – в буроземе (р. 8, 800 н.у.м.), с падением значений вниз по профилю почвы (прилож. 4).

В буроземах горно-лесного пояса значения содержания подвижного фосфора являются низкими и очень низкими, несмотря на утверждение Фирсовой (1991) о значении подстилки ельника. В буроземе, р. 9 на высоте 430 м н.у.м., происходит увеличение содержания подвижного фосфора с глубиной, а в буроземе, р. 10 (400 м н.у.м.), варьирование по профилю почти отсутствует (прилож. 4).

По содержанию подвижного калия горные почвы существенно не различаются, их можно отнести к категории с очень низким содержанием (прилож. 4).

4.3.2. Характеристика органического вещества почв

Гумус горных почв формируется в условиях неустойчивого периода биологической активности почв (Бирюкова, Орлов, 1978). Избыточная влажность, недостаток тепла, кислая реакция среды, кислые продукты трансформации растительных остатков, высокое содержание обменного алюминия, выщелоченность профиля от кальция и магния способствуют консервации

органического вещества (Орлов и др., 1996; Орлов, Садовникова, 2005; Орлов, Гришина, 1985).

Почвы заповедника «Басеги» характеризуются грубым гумусом типа муллеподобный модер, свойственный буроземам Урала (Русанова, Кюхри, 2001).

Гумусовый профиль всех почв однотипный – регрессивно-аккумулятивный: высокое содержание в поверхностных горизонтах с резким убыванием к породе (рис. 35, 36). Это диагностирует наличие в толще органогенных горизонтов слабо гумифицированных растительных остатков (Владыченский, 1998).

Аналитические данные обнаруживают высокое содержание гумуса в гумусовых горизонтах почв хребта Басеги 5-24 %, в нижележащей части профиля количество снижается до 1-4 % (рис. 35, 36).

Процессы гумусообразования очень активны в горах, «гумус сравнительно быстро (за короткие спокойные промежутки времени) маскирует деформированные денудацией профили (Ромашкевич, 1996).

Гумусовый профиль фиксирует любые изменения природной среды, особенно ярко проявляющиеся в переходных зонах между ландшафтами, которые можно диагностировать даже при отсутствии морфологически выраженных реликтовых признаков (Каллас, Дергачева, 2011). В нашем случае, данные по органическому веществу исследуемых почв не регистрируют яркой контрастности в эволюции почв (рис. 35, 36). В субальпийском поясе проявилась нетипичность в профиле бурозема (р. 8), имеющего прогрессивно-элювиальный тип распределения и в серогумусовой почве (р. 29), с пиком содержания гумуса в срединной части профиля. Заметно увеличение содержания гумуса вниз по профилю в буроземах, расположенных на верхней границе леса (р. 15).

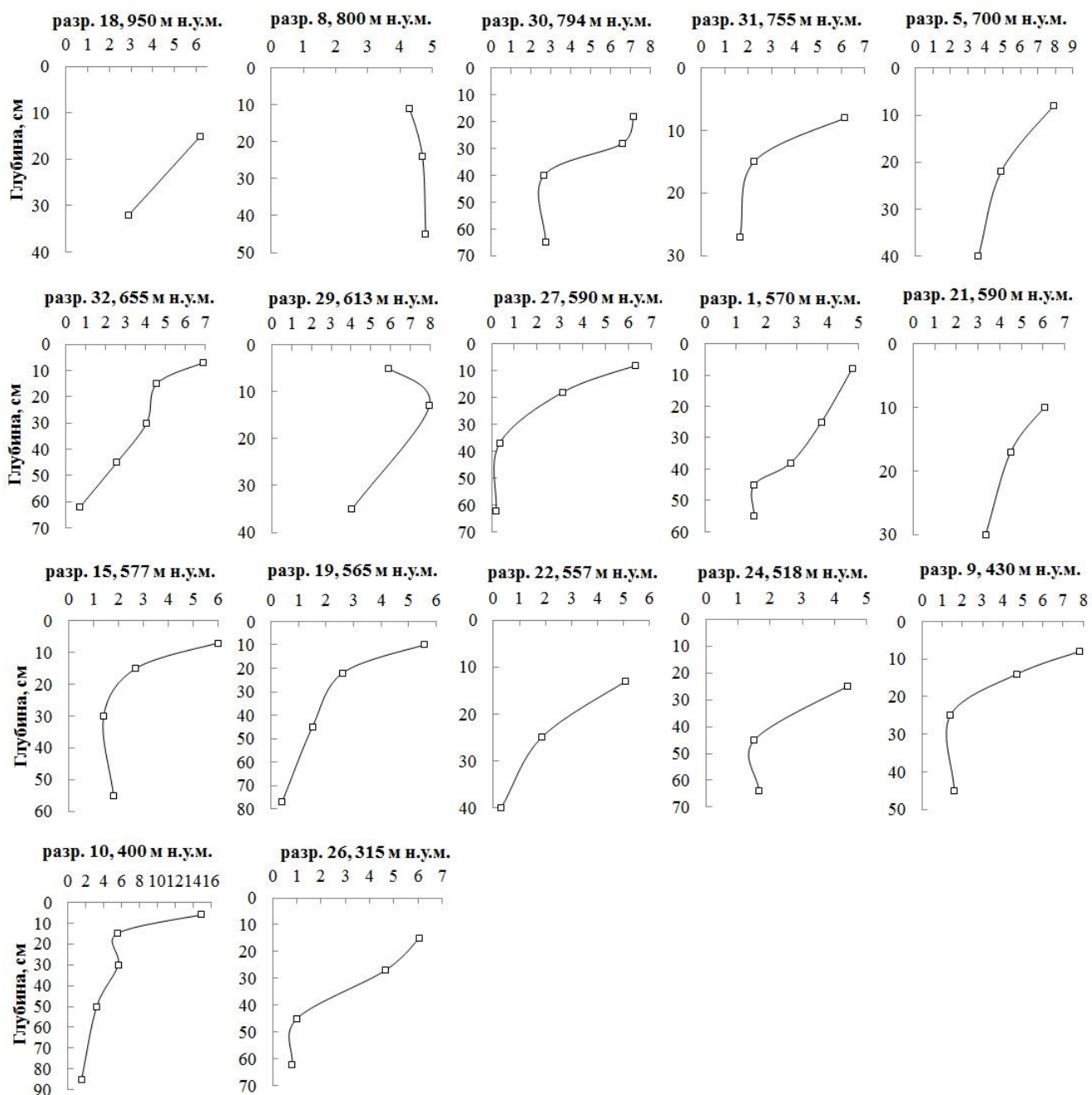


Рисунок 35. Кривые профильного распределения содержания гумуса (%) почв г. Северный Басег.

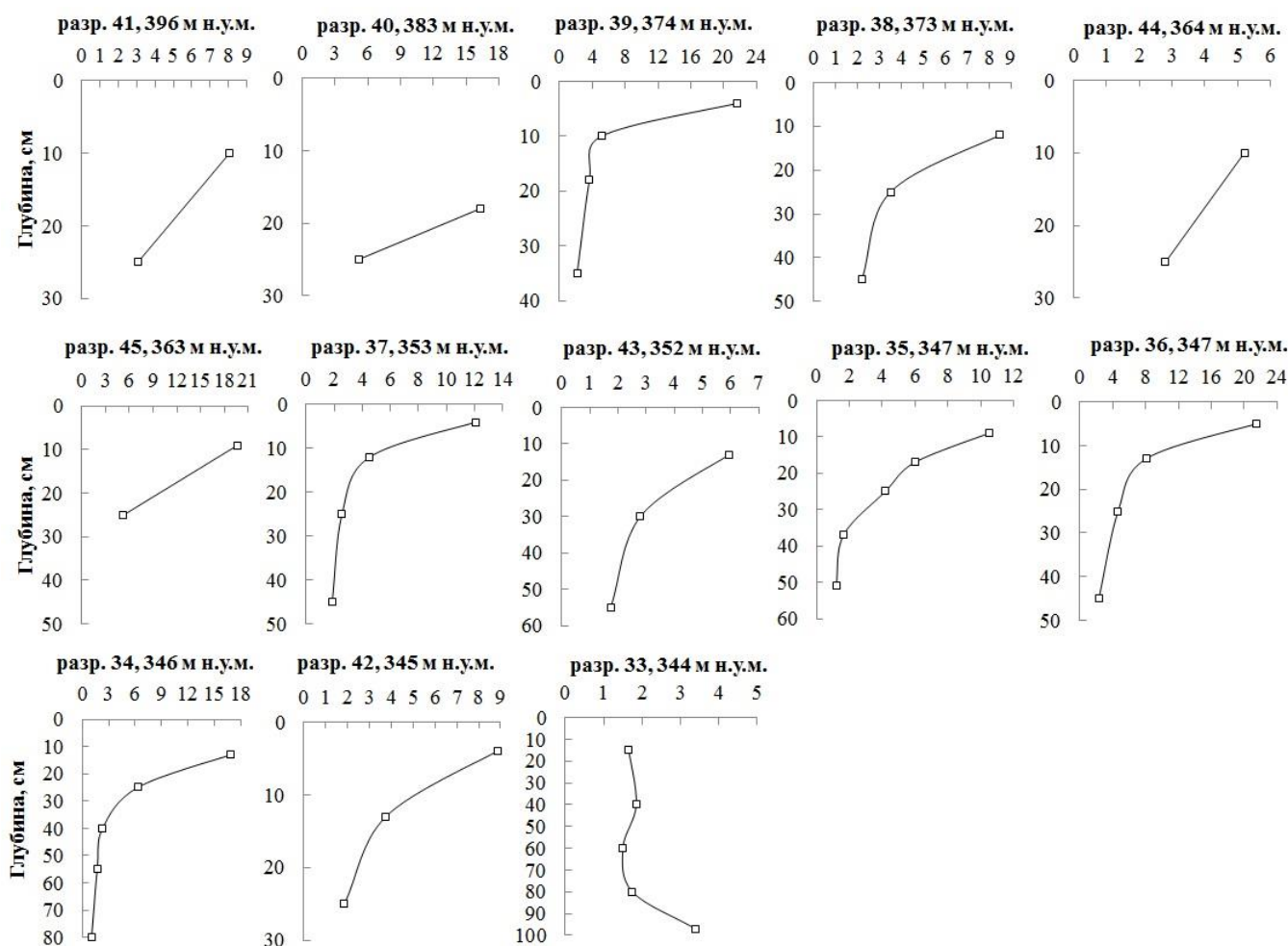


Рисунок 36. Кривые профильного распределения содержания гумуса (%) почв долины р. Малый Басег.

На рисунке квантильного распределения (рис. 37) заметно, что в почвах верхней части склонов г. Северный Басег (р. 18, 30, 32, 31, 8, 29, 5, 27, 1, 21, 15), количество гумуса выше, нежели в почвах, расположенных ниже по гипсометрическому уровню (р. 19, 22, 24, 9, 10). Явление можно объяснить более высокой продуктивностью субальпийских фитоценозов средней части склонов хребта Басеги. Луговые почвы имеют мощный гумусовый горизонт и еще большее накопление в нем гумуса – 6,13-6,33 %. Молчанов (2010), при изучении горных почв Западного Кавказа, объяснил это более глубоким проникновением корней субальпийских высокопродуктивных фитоценозов, лучшими условиями гумификации и минерализации органического вещества, что обуславливает большее содержание органических веществ в субальпийских почвах.

На основе построенных квантилей, можно сказать, что наибольший разброс значений типичен для буроземов склонов и литоземов берегов р. Малый Басег – разрезы 41, 40, 39, 38, 37, 35, 36, 34, 42) (рис. 37).

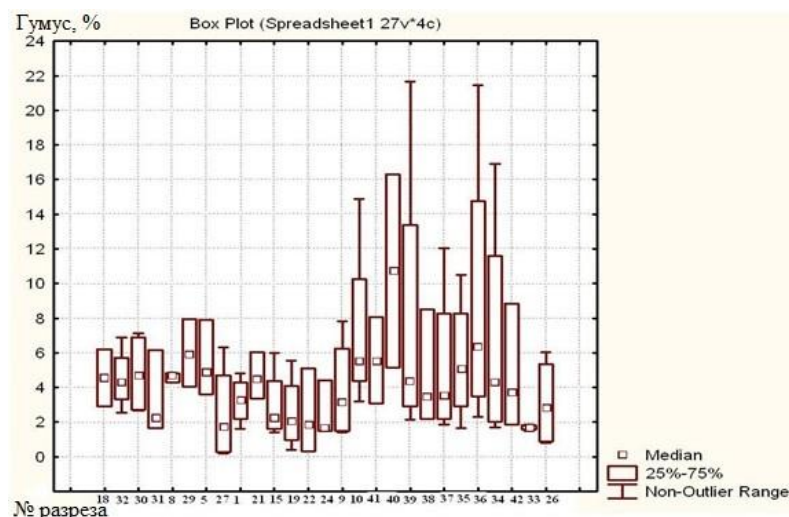


Рисунок 37. Варьирование содержания гумуса (в гор. А, %) в горных почв хребта Басеги (Лузянина, Самофалова, 2013).

Групповой состав гумуса почв. Данные группового состава гумуса почв вполне соответствуют современным экологическим условиям. По результатам анализа группового состава гумуса почв г. Северный Басег, можно отметить, что гумус в горных почвах является очень подвижным, так как, более половины гумусовых веществ (р. 30, 32, 5) переходит в пирофосфатную вытяжку, т.е. гумусовые вещества являются хорошо растворимыми (Орлов и др., 1996), что и демонстрирует показатель $C_{\text{выт}}$. Особенно высокий показатель $C_{\text{выт}}$ в серогумусовой почве под лугами (р. 28) и в некоторых буроземах – $C_{\text{выт}}=75-96\%$.

Таблица 8. Групповой состав гумуса в почвах г. Северный Басег.

Горизонт	$C_{\text{общ}}, \%$	$C_{\text{выт}}, \%$	Сгк, %	Сфк, %	Сно, %	Степень гумификации $\frac{Сгк \times 100}{C_{\text{общ}}}$	Сгк/Сфк
<i>Разрез 30 (794 м н.у.м.). Почва: бурозем серогумусовый грубогумусированный</i>							
AY1 (13-23)	<u>3,85</u> 100	<u>1,95</u> 50,65	<u>0,13</u> 3,4	<u>1,82</u> 47,27	<u>1,90</u> 49,35	7	0,1
<i>Разрез 32 (655 м н.у.м.). Почва: бурозем ожелезненный</i>							
AY2 (9-22)	<u>3,63</u> 100	<u>1,94</u> 53,44	<u>0,37</u> 10,2	<u>1,57</u> 43,25	<u>1,69</u> 6,56	19	0,2

<i>Разрез 28 (607 м н.у.м.). Почва: серогумусовая метаморфизированная</i>							
AY (4-13)	<u>3,98</u>	<u>3,64</u>	<u>0,59</u>	<u>3,05</u>	<u>0,34</u>	16	0,2
	100	91,45	14,8	76,63	8,55		
<i>Разрез 17 (590 м н.у.м.). Почва: бурозем серогумусовый метаморфизированный</i>							
AY (4-13)	<u>3,80</u>	<u>3,64</u>	<u>0,66</u>	<u>2,98</u>	<u>0,82</u>	18	0,2
	100	95,79	17,3	78,42	4,21		
<i>Разрез 19 (565 м н.у.м.). Почва: бурозем серогумусовый элювиированный</i>							
AY (6-15)	<u>2,81</u>	<u>2,11</u>	<u>0,37</u>	<u>1,74</u>	<u>0,70</u>	17	0,2
	100	75,09	13,1	61,92	24,91		
<i>Разрез 26 (315 м н.у.м.). Почва: бурозем глинисто-иллювиированный</i>							
AY 95-22)	<u>2,76</u>	<u>2,17</u>	<u>0,69</u>	<u>1,48</u>	<u>0,59</u>	32	0,5
	100	78,62	25,0	53,62	21,38		
<i>Разрез 6 (750 м н.у.м.). Почва: серогумусовая элювиированная</i>							
AY (7-29)	<u>2,84</u>	<u>0,44</u>	<u>0,25</u>	<u>0,19</u>	<u>2,23</u>	8,80	1,32
	100	15,49	8,80	6,69	84,51		
AYel (29-50)	<u>2,90</u>	<u>0,96</u>	<u>0,20</u>	<u>0,76</u>	<u>0,72</u>	6,90	0,26
	100	33,10	6,90	26,21	66,90		
<i>Разрез 5 (700 м н.у.м.). Почва: серогумусовая глинисто-иллювиированная</i>							
AY (6-11)	<u>4,58</u>	<u>2,20</u>	<u>0,40</u>	<u>0,60</u>	<u>2,38</u>	8,73	0,22
	100	48,03	8,73	39,30	51,97		
Ayi (11-29)	<u>2,84</u>	<u>0,90</u>	<u>0,20</u>	<u>0,70</u>	<u>1,94</u>	7,04	0,29
	100	31,69	7,04	24,65	68,31		
AY (29-49)	<u>2,09</u>	<u>0,85</u>	<u>0,25</u>	<u>1,80</u>	<u>1,24</u>	11,96	0,42
	100	40,67	11,96	28,71	59,33		
<i>Разрез 1 (570 м н.у.м.). Почва: серогумусовая ожелезненная</i>							
AY1 (2-13)	<u>2,78</u>	<u>0,70</u>	<u>0,16</u>	<u>0,54</u>	<u>2,08</u>	5,76	0,30
	100	25,18	5,76	19,42	74,82		
AY2 (13-34)	<u>2,20</u>	<u>0,89</u>	<u>0,04</u>	<u>0,85</u>	<u>1,31</u>	1,82	0,05
	100	40,45	1,82	38,64	59,55		
AY3 (34-42)	<u>1,62</u>	<u>0,48</u>	<u>0,01</u>	<u>0,47</u>	<u>1,14</u>	0,62	0,02
	100	29,63	0,62	29,01	70,37		
AJ (42-47)	<u>0,93</u>	<u>0,27</u>	<u>0,09</u>	<u>0,18</u>	<u>0,66</u>	9,68	0,50
	100	29,03	9,68	19,35	70,97		
<i>Разрез 9 (430 м н.у.м.). Почва: бурозем элювиированный</i>							
AY (5-10)	<u>4,52</u>	<u>0,52</u>	<u>0,15</u>	<u>0,37</u>	<u>4,00</u>	3,32	0,41
	100	11,50	3,32	8,19	88,50		
BM1 (10-17)	<u>2,73</u>	<u>1,09</u>	<u>0,20</u>	<u>0,89</u>	<u>1,64</u>	7,33	0,22
	100	39,93	7,33	32,60	60,07		
BM2 (17-32)	<u>2,49</u>	<u>0,46</u>	<u>0,15</u>	<u>0,31</u>	<u>0,35</u>	6,02	0,48
	100	18,47	6,02	12,45	81,53		
<i>Разрез 10 (400 м н.у.м.). Почва: бурозем элювиированный</i>							
AO (4-8)	<u>8,64</u>	<u>0,46</u>	<u>0,15</u>	<u>0,31</u>	<u>0,18</u>	1,74	0,48
	100	5,32	1,74	3,59	94,68		
AY (8-21)	<u>3,19</u>	<u>1,08</u>	<u>0,20</u>	<u>0,88</u>	<u>2,11</u>	6,27	0,23
	100	33,86	6,27	27,59	66,14		
Ayel (21-41)	<u>3,25</u>	<u>0,40</u>	<u>0,02</u>	<u>0,38</u>	<u>0,35</u>	0,62	0,05
	100	12,31	0,62	11,69	87,65		
Bmel (41-60)	<u>1,85</u>	<u>0,36</u>	<u>0,15</u>	<u>0,21</u>	<u>1,21</u>	8,11	0,71
	100	19,46	8,11	11,35	80,54		
BM (60-104)	<u>0,87</u>	<u>0,18</u>	<u>0,02</u>	<u>0,16</u>	<u>0,69</u>	2,30	0,13
	100	20,69	2,30	18,39	79,31		

Прим.: в числителе – % к весу почвы; в знаменателе – % к С общ.

Гумус кислый, хорошо растворим и с током воды промывается далеко вглубь профиля.

Соотношение гуминовых и фульвокислот в составе гумуса смещается в сторону фульвокислот (табл. 8), что характерно для этого ряда почв (Владыченский, 1998). Тип гумуса в почвах характеризуется как фульватный, так как соотношение гуминовых и фульвокислот ($C_{гк}:C_{фк}$) составляет менее 0,5 (Орлов, Гришина, 1981).

Факт расширения границ $C_{гк}/C_{фк}$ в сторону фульватных групп на глубине 20-40 см (р. 1, 5) фиксирует неблагоприятные условия гумификации стадий позднего голоцена, предположительно, эпоху холодного и влажного малого ледникового периода (рис. 38). Существенных перестроек растительного покрова в этот период в низкогорье Среднего Урала не происходило, усилились болотообразовательные процессы (Турков, 1981). Бимодальность кривой отношения $C_{гк}/C_{фк}$ в буроземе лесного пояса – разрез 10 – свидетельствует о его полигенетичности, причем нижняя часть кривой маркирует более благоприятные условия для буроземообразования в прошлом (до 0,8) (рис. 38).

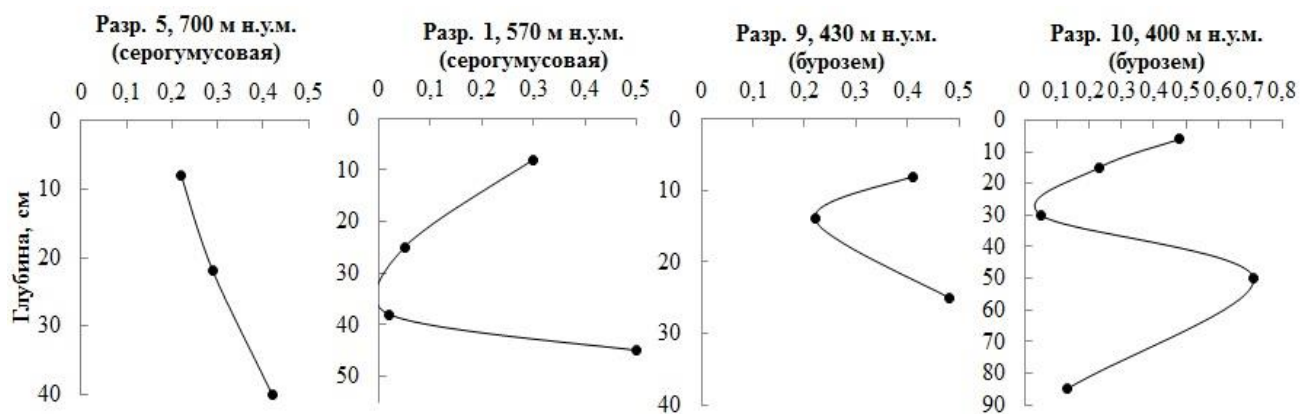


Рисунок 38. Кривые профильного распределения $C_{гк}/C_{фк}$ в почвах г. Северный Басег.

4.3.3. Валовой химический состав почв

Внутрипрофильное распределение содержания полуторных оксидов (Fe_2O_3 , Al_2O_3) и кремнекислоты (SiO_2) (рис. 39) диагностирует незначительную интенсивность развития элювиальных-иллювиальных процессов, или отсутствие таковых. Признаков оподзоленности в почвах не наблюдается.

Молекулярные отношения $\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3$ (прилож. 6) в почвах заповедника 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 (Орлов, Садовникова, 2005). Для почв заповедника характерны активные процессы внутрипочвенного выветривания с накоплением вторичной глины, проявляющиеся как оглинение. Это регистрируют отношения $\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3$ более 4 во всех почвах, что указывает на преобладание минералов группы монтмориллонита.

Проанализируем данные валового химического анализа в соответствии с типовой принадлежностью почв.

Дерново-подбуры (р. 18). Для подбуров характерны две особенности в распределении SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 (рис. 39): 1) профиль по сравнению с породой обедняется содержанием кремнезема и обогащается алюминием и железом; 2) верхние горизонты обогащены содержанием SiO_2 и обеднены Al_2O_3 , Fe_2O_3 (Таргульян, 1971).

В тундровом поясе вершины г. Северный Басег, в дерново-подбуре (р. 18), альфегумусовый процесс химически не так ярко выражен, как морфологически. В дерновом серогумусовом горизонте АУ имеется очень слабое накопление SiO_2 (67,26 %) и легкий вынос Al_2O_3 (14,67 %) (прилож. 6). Если бы процессы выноса миграции продуктов почвообразования усилились, можно предположить эволюцию почвы в подзол. Но в суровых тундровых горных условиях локальным фактором, замедляющим оподзоливание, является «слишком быстрый дренаж в каменистых грунтах» (Таргульян, 1971). Ненарушенность в распределении макроэлементного состава свидетельствует о моногенетичности почвы.

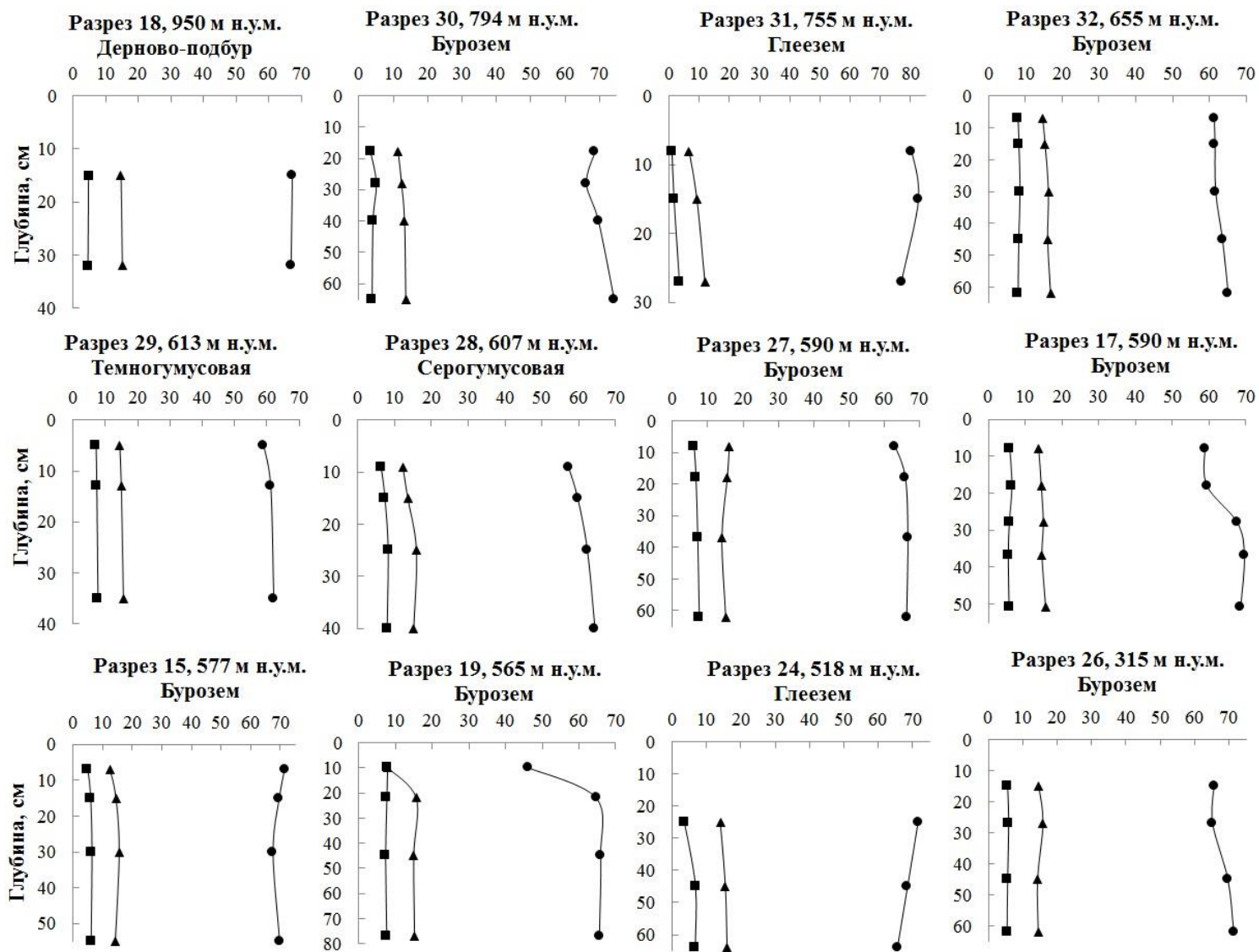


Рисунок 39. Валовый химический состав почв, %.

В отношении распределения других макроэлементов в подбурах единой точки зрения также не существует: можно наблюдать как обеднение кислой промываемой толщи, по сравнению с нижележащим горизонтом или породой, так и обогащение, зависящие от исходного минералогического состава пород (Таргульян, 1971). В исследуемой почве наблюдается легкий элювиальный вынос Na_2O , CaO , MgO .

Буроземы (р. 30, 32, 27, 17, 15, 19, 26). Дифференциация по валовому составу в буроземах слабо выражена или отсутствует (Наумов, 2010).

Анализ профильных кривых содержания кремнезема и полуторных оксидов в буроземах (р. 32, 27, 15, 26) показывает равномерное их распределение (рис. 39). Значения молекулярных отношений оксидов данных почв довольно близки (прилож. б).

Для определения степени выноса и накопления оксидов рассчитан коэффициент элювиально-иллювильной миграции в горизонтах, в сравнении с породой (отношение $\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3$ в породе к $\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3$ в горизонте). Рассчитанные коэффициенты в р. 32, 27, 15, 26 равны 0,9-1,1 – такие значения характеризуют отсутствие выноса (прилож. б).

Коэффициенты дифференциации позволяют количественно оценить контрастность горизонтов почвенного профиля (методика Почвенного института им. В.В. Докучаева): $S = K \text{ в гор. В} / K \text{ в гор. А}$, где S – коэффициент дифференциации; $K \text{ в гор. В}$ – количество компонента в горизонте В, %; $K \text{ в гор. А}$ – количество компонента в наиболее элювиальном горизонте, %. Степень контрастности по содержанию SiO_2 и R_2O_3 очень низкая (близко 1), т.е. оксиды распределены достаточно равномерно (табл. 9) (Самофалова, Лузянина, 2014; Самофалова и др., 2014).

В буроземах (р. 32, 27, 15, 26) заметно выражена аккумуляция содержания CaO , P_2O_5 , Na_2O , K_2O в верхних горизонтах (табл. 9).

Таблица 9. Коэффициенты дифференциации генетических горизонтов профиля
(Самофалова и др., 2013)

№ разреза	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Na ₂ O	MgO	P ₂ O ₅	SO ₃	K ₂ O	CaO	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	MnO
30	1,05	1,50	1,16	1,31	3,17	2,74	1,93	1,05	1,67	1,24	1,5	2,11
31	1,03	1,76	1,39	1,45	1,36	3,82	3,67	1,21	2,24	1,09	1,0	1,33
32	1,04	1,06	1,11	1,86	1,47	1,91	1,63	1,04	1,10	1,13	1,13	1,40
29	1,04	1,03	1,03	1,46	1,06	1,49	1,13	1,08	1,05	1,01	1,33	1,03
28	1,09	1,30	1,30	1,85	1,51	1,68	1,37	1,10	1,48	1,10	1,57	1,41
27	1,01	1,16	1,15	3,03	1,33	2,80	7,24	1,05	1,13	1,17	1,50	2,16
17	1,18	1,18	1,09	4,49	1,44	12,24	5,24	1,10	1,35	1,06	1,25	2,15
15	1,06	1,27	1,25	1,04	1,94	2,97	4,53	1,05	1,21	1,03	1,50	2,79
19	1,42	1,07	1,99	1,27	2,96	2,76	3,28	1,96	2,24	1,51	4,00	1,32
24	1,04	1,97	1,10	1,02	1,34	1,19	1,09	1,03	1,02	1,08	1,57	2,38
26	1,07	1,01	1,11	1,65	1,22	1,05	2,49	1,02	1,16	1,04	1,33	1,36

Некоторую двучленность профиля можно наблюдать по изменению профильной кривой содержания кремнезема почв р. 30, 17, 19. Изгиб кривой в почвах имеет однотипный характер: с большего количества SiO₂ в верхней части профиля, на меньшее – в нижней. Этот факт может сообщать об изменениях условий почвообразования и слабой миграции продуктов почвообразования в прошлом. Верхняя часть профиля – современная, переходит в голоценовую, нижнюю. Резких сдвигов не произошло, коэффициенты элювиально-иллювиальной миграции свидетельствуют об отсутствии выноса (от 0,9 до 1,1), поэтому, это скорее фиксирует наложение одного почвообразовательного процесса на другой, то есть «наложенной» эволюции (Таргульян, Александровский, 1976). В молекулярных отношениях оксидов происходит сужение показателей в средних горизонтах (р. 30, 17) и горизонте ВМ в р. 19. Для оксидов магния, фосфора, серы, марганца характерна резкая контрастность их содержания по профилю, указывающие на полигенетичность почв. Кроме того, рассчитанные коэффициенты дифференциации генетических горизонтов профилей выявили высокую контрастность профилей буроземов по оксиду титана – одному из самых устойчивых компонентов химического состава почв: в разрезе

30 K=1,24, в разрезе 19 K=1,51 (табл. 9). Приведенный факт еще раз устанавливает нарушенный характер педогенеза изучаемых буроземов зон бифуркации.

В остальных почвах хребта Басеги коэффициенты дифференциации по оксиду титана равны 1,0-1,1 (табл. 9).

Органо-аккумулятивные серогумусовые почвы (р. 29, 28). Профиль органо-аккумулятивных или горно-луговых почв не дифференцирован или слабо дифференцирован по валовому химическому составу (Шишов и др., 2004).

Результаты анализа валового химического состава не выявили ясного элювиально-иллювиального перераспределения оксидов кремния и полуторных оксидов (рис. 39). Слабо выражено накопление по профилю содержания оксидов кремния и алюминия: в серогумусовых почвах р. 29 – SiO₂ от 59,01 % до 62,11 % и Al₂O₃ от 14,46 % до 15,60 %; в р. 28 – SiO₂ от 57,2 % до 64,39 % и Al₂O₃ от 12,22 % до 15,19 % (прилож. 6). Молекулярные отношения достаточно равномерно изменяются по профилям органо-аккумулятивных почв (варьируют от 0,97 до 1,08); коэффициенты элювиально-иллювиальной миграции также не выявили накопления или выноса элементов (прилож. 6). Изучаемые почвы оказались контрастными по содержанию Na₂O, MgO, P₂O₅, SO₃, CaO, Cr₂O₃, MnO – коэффициенты дифференциации профилей колеблются от 1,33 до 1,85, что может свидетельствовать о наложении разных процессов почвообразования друг на друга в межгорной седловине южного склона.

Интенсивность выветривания почв. Разновозрастность ландшафтов заповедника обнаруживают и рассчитанные индексы выветривания почв для гумусовых и иллювиальных горизонтов по Kronenburg, Nesbitt (1981) (рис. 40):

$$\text{Индекс А} = (\text{SiO}_2 + \text{CaO} + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}) / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{SiO}_2 + \text{CaO} + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$$

$$\text{Индекс В} = (\text{CaO} + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}) / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$$

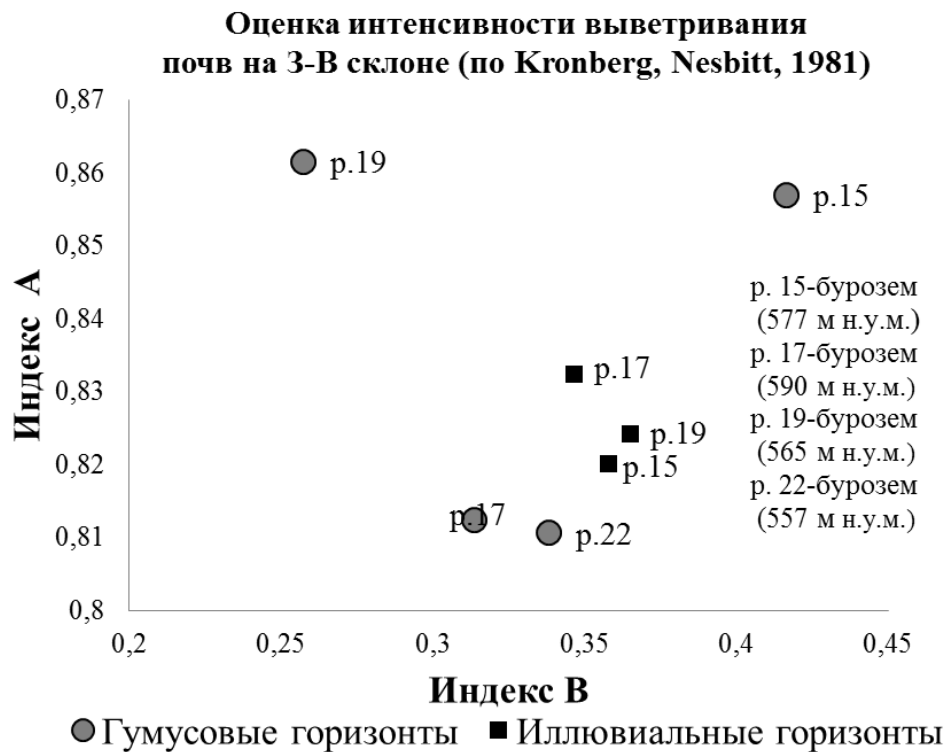


Рисунок 40. Оценка интенсивности выветривания почв г. Северный Басег (по Kronberg, Nesbitt, 1981).

Чем больше переработанность почвенной массы, тем ниже значения индексов А и В.

Самыми древними оказались почвы зоны криволесья (р. 32, 655 н.у.м.). Видимо, мы имеем дело с моренными отложениями разного возраста, где ядро морены древнее, о чем говорит высокая степень выветрелости бурозема.

Морены малого ледникового периода (стадии фернау – 2 тыс. л.н.) оставили свои отложения на высоте 755 м н.у.м., на них уже сформировались более молодые глеевые почвы – р. 31 (рис. 40).

Морены стадии эггесен можно предположительно выделить под луговинами – р. 28, 29 и под пологом леса на переходе в пойменную долину – р. 26 (рис. 40).

Индекс химического выветривания, предложенный Несбитом и Янгом $CIA = Al_2O_3 \times 100 / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O)$, применяется как климатический индикатор (Nesbitt, Young, 1982) (табл. 10). Слабо выветрелые почвы характеризуются значениями **CIA** около 50, сильно выветрелые до 100 единиц (Юдович, 2011). Значение **CIA=70** принято за пороговый критерий между теплым и холодным влажным климатом (Nesbitt, Young, 1982).

Для исследуемых почв коэффициент **CIA** колеблется в пределах 70-80 единиц, что является характерным для отложений, сформировавшихся в холодных гумидных биоклиматических условиях. Близкие коэффициенты сообщают, что существенных флуктуаций не наблюдалось: климат на протяжении всего педогенеза сохранял тенденцию к гумидности, аридные фазы не зафиксированы. Эти данные в полной мере согласуются с литературными об истории климата на протяжении голоцена для низкогорья Среднего Урала.

Значения коэффициентов выветривания (**CIA=80**), рассчитанных для разрезов бурозема (р. 32) и выше расположенных почв (р. 30) позволили подтвердить вывод о верхней границе распространения оледенения стадии эггесен – на высоте 655 м н.у.м..

Таблица 10. Коэффициенты выветривания почв.

Разрез, горизонт, глубина, см			Коэффициенты выветривания				
			CIA	Al ₂ O ₃ /(CaO+Na ₂ O+K ₂ O+MgO)	RB/SR	MnO/Fe ₂ O ₃	TiO ₂ /Al ₂ O ₃
Разрез 18 (950 м н.у.м.). Почва: дерново-подбур иллювиально-железистый	AY	6-24	82	3,2	0,6	0,015	0,07
	BF	24-41	82	3,1	0,6	0,011	0,06
Разрез 30 (794 м н.у.м.). Почва: бурозем серогумусовый грубогумусированный	AY1	13-23	82	3,9	0,7	0,006	0,10
	AY2	23-32	83	3,8	0,7	0,006	0,08
	BM	32-50	83	3,3	0,6	0,010	0,07
	C	50-75	81	2,9	0,6	0,010	0,07
Разрез 31 (755 м н.у.м.). Почва: глеезем ожелезненный	O	6-9	71	2,3	0,3	0,011	0,18
	G	9-22	73	2,4	0,3	0,006	0,14
	C-Gf	22-33	81	4,2	0,3	0,012	0,11
Разрез 32 (655 м н.у.м.). Почва: бурозем ожелезненный	AY1	5-9	81	3,3	0,8	0,012	0,11
	AY2	9-22	83	3,8	0,8	0,012	0,10
	AYf	22-37	83	3,7	0,8	0,014	0,09
	BM	37-58	83	3,5	0,7	0,011	0,09
	C	58-68	83	3,3	0,5	0,011	0,09
Разрез 29 (613 м н.у.м.). Почва: серогумусовая метаморфизированная	AY	3-8	78	2,3	0,5	0,010	0,11
	AYel	8-18	76	2,2	0,6	0,010	0,11
	AYm	18-74	76	2,2	0,6	0,009	0,10
Разрез 28 (607 м н.у.м.). Почва: серогумусовая метаморфизированная	AY	4-13	73	1,9	0,5	0,021	0,13
	AYel	13-18	76	2,1	0,4	0,012	0,12
	AYm	18-33	76	2,0	0,9	0,013	0,11
	C	33-45	76	2,0	0,4	0,010	0,11
Разрез 27 (590 м н.у.м.). Почва: бурозем глееватый ожелезненный	AYf	4-12	78	2,5	0,7	0,007	0,08
	AYg	12-26	79	2,5	0,6	0,009	0,10
	BMg	26-57	70	1,6	0,4	0,013	0,11
	Cf,g	57-67	74	1,9	0,4	0,011	0,09
Разрез 17 (590 м н.у.м.). Почва: бурозем серогумусовый метаморфизированный	AY	4-13	84	3,7	1,0	0,017	0,08
	AYm	13-23	83	3,3	1,0	0,013	0,08
	BM1	23-32	81	3,0	0,7	0,011	0,07
	BM2	32-46	84	3,2	0,6	0,009	0,07
	C	46-56	81	2,8	0,5	0,011	0,07
Разрез 15 (577 м н.у.м.). Почва: бурозем серогумусовый глинисто-иллювирированный	AY	4-10	78	2,7	0,9	0,030	0,09
	BM	10-21	80	2,7	0,7	0,008	0,08
	BMi	21-43	81	2,8	0,7	0,009	0,07
	C	43-70	81	2,9	0,7	0,010	0,07
Разрез 19 (565 м н.у.м.). Почва: бурозем серогумусовый элювирированный	AY	6-15	74	2,2	0,6	0,008	0,14
	BMel	15-30	80	2,6	0,5	0,009	0,10
	BM	30-72	78	2,2	0,4	0,010	0,10
	C	72-82	74	1,9	0,4	0,013	0,09
Разрез 24 (518 м н.у.м.). Почва: глеезем грубогумусированный	Gf	16-36	80	2,8	0,8	0,006	0,08
	C-G	36-58	81	2,8	0,8	0,007	0,07
	Cg	58-70	82	2,9	0,8	0,016	0,06
Разрез 26 (315 м н.у.м.). Почва: бурозем глинисто-иллювирированный	AY	5-22	80	2,7	1,0	0,018	0,07
	BM1	22-33	83	3,5	1,2	0,014	0,07
	BM2	33-57	81	2,9	0,8	0,013	0,07
	BMi	57-67	80	2,8	0,9	0,013	0,07

Ясно выделяется в ландшафте зона бифуркации, по Трифионовой (1999), – под лугами в нижней части южного склона: здесь экспонированы эродированные палеопочвы со стирающей или наложенной записью информации, отражающие

экзогенез прошлых холодных влажных периодов (Ковалева, 2012). Доля первичных минералов в этих почвах (р. 29, 28, 27) выше, **CIA** ~ 70.

Высокие коэффициенты **CIA** отмечены для почв нижней части восточного склона – буроземов р. 17, 15, 19. Таким образом, можно условно обозначить высоту 600 м н.у.м. как верхнюю границу позднеголоценового оледенения (стадия эгессен). Полоса от 655 м н.у.м. (р. 32, 30) и выше обнаруживает следы малого ледникового периода.

Миграция ландшафтных зон, нарастание гумидности климата, активизация промывного водного режима усилила процессы выветривания в позднем голоцене, отразившиеся в увеличении индексов выветривания: **CIA** с 81 до 83, **Rb/Sr** (Gallet et al., 1996), показателя $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}+\text{MgO})$ (Retallack, 2001; Retallack, 2003) в буроземах – р. 30, 32 (табл. 10).

Индексы химического выветривания **CIA** для вторичных глинистых минералов и хлорита составляют ~100, для иллита и смектита 80-85 (Nath, 2007). В изучаемых почвах **CIA** порядка 70-80 свидетельствует о развитом процессе оглинения.

Титановый модуль $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ позволяет диагностировать идентичность почвообразующей породы и почвы (Калинин, 2009; Калинин, Алексеев, 2011; Бушинский, 1963). Из таблицы 10 видно, что почвы литологически однородны, сформированы на одинаковых отложениях. Незначительно разнороден материал глеезема (р. 31 – $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ от 0,11 до 0,18) в верхней части склона, и, возможно, другую природу генезиса имеет гумусовый горизонт бурозема на высоте 565 м н.у.м. (р. 19) (табл. 10).

Биологическая активность определяется через отношение $\text{MnO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$ (Калинин, Алексеев, 2011), обусловленное сорбцией их растениями и последующей аккумуляцией в почве. Вероятно, изменения температуры и влажности лимитировали развитие биоты, что привело к контрастности почв по этому показателю в р. 30, 32, 27, 17, 15 (табл. 10).

По индексу выветривания **Rb/Sr** двучленность профилей проявляется в почвах – р. 32, 27, 17, 15, 19, 26.

4.3.4. Групповой состав соединений железа в почвах

Основной фон почвенного покрова заповедника составляют буроземы, поэтому ведущим процессом является буроземообразование. Важное значение в их образовании имеют процессы трансформации соединений железа, которые поддерживаются только в преобладающих окислительных условиях, в восстановительных условиях железо становится подвижным и выносится в нижнюю часть профиля (Владыченский, 1998; Фирсова, Павлова, 1983). Наиболее характерными чертами поведения соединений железа этого процесса является накопление оксалаторастворимых (по Тамму) и свободных (по Мера и Джексону) соединений железа в верхних горизонтах (Классификация..., 1977; Зонн, 1982; Зонн и др., 1976); резкое преобладание силикатного железа (Владыченский, 1998). Фирсова (1991) характеризует процесс буроземообразования на Урале преобладанием и увеличением содержания вниз по профилю слабоокристаллизованного железа и уменьшение содержания аморфных и сильноокристаллизованных его форм.

Михайловой (1976) отмечено высокое содержание несиликатных форм железа в мелкоземы бурых грубогумусных почв Среднего Урала, особенно в верхних их горизонтах. Несиликатные оксалаторастворимые формы полуторных окислов 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 содержания несиликатного железа в самом нижнем горизонте профиля. Кроме того, как считает Михайлова (1976), что высокое содержание несиликатных форм полуторных окислов 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.

Валовое содержание железа (Fe_t) в исследуемых почвах хребта Басеги составляет, в среднем, 6 % (прилож. 7), что по шкале Водяницкого (2002, 2003) позволяет отнести их к категории с умеренно высоким содержанием.

Распределение валового содержания железа по профилю имеет различные типы накопления (рис. 41): можно выделить три основные группы почв. Первая группа характеризуется отсутствием дифференциации распределения валового содержания железа по профилю (р. 18, 19, 29, 32). Вторая группа почв (р. 17, 26, 30) имеет элювиально-иллювиальный тип распределения валового железа. Почвы третьей группы (р. 15, 24, 28, 27, 31) характеризуются элювиальным типом распределения валового железа в профиле.

Максимальная подвижность соединений железа отмечается в горизонтах, имеющих временное переувлажнение и, как следствие этого, признаки оглеения (р. 31, 755 м н.у.м.). 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 (Зонн, 1982; Зейдельман, 2010), что может приводить, при переменном водном режиме, к образованию кирас и конкреций, обесцвечиванию почвенной массы.

Традиционно выделяют две условные группы соединений железа: силикатное и, так называемое, свободное (несиликатное). Преобладание силикатных форм соединений железа 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 в горных условиях, дробления минерального субстрата при активном физическом выносе преобразованного материала.

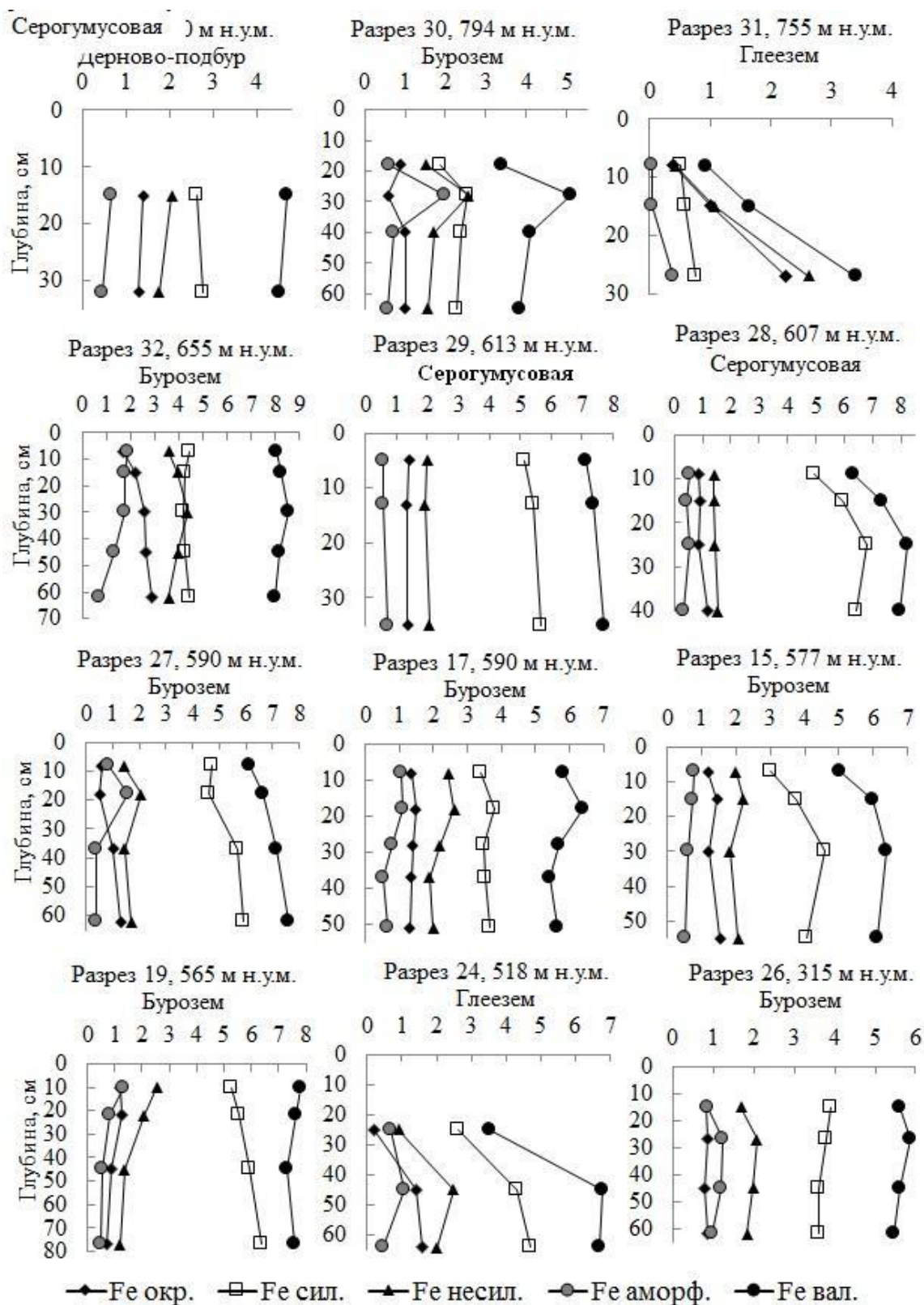


Рисунок 41. Профильное распределение содержания соединений железа в почвах, %.

Анализ группового состава соединений железа подтвердил элювиальный характер распределения содержания силикатного железа в профилях. Содержание силикатного железа колеблется в исследуемых почвах от 1 до 7 %, в среднем – 4 % и составляет больше половины от общего железа (65 %), в некоторых случаях достигая 85 % (прилож. 7). Содержание несиликатных форм железа может достигать почти таких же значений, что и валовых, в сильновыветрелых почвах. Однако в изучаемых почвах прослеживается обратная динамика, что говорит о молодости почв (Зонн, 1982).

Профильные кривые распределения форм железа в почвах (рис. 41) позволили диагностировать процессы буроземообразования (р. 30, 32, 27, 17, 15, 19, 26). Для почв типично накопление содержания силикатных форм железа, соединений по Тамму и Меру-Джексону в верхних горизонтах. Кривые содержания аморфных и окристаллизованных форм железа в верхних горизонтах пересекаются, с убыванием вниз по профилю содержания аморфных форм и увеличением окристаллизованных.

Доля содержания несиликатных соединений железа от валового содержания (Fed/Fet) позволяет оценить степень развития оксидогенеза железа в почвах. Доказано, что степень оксидогенеза увеличивается от молодых до зрелых педонов, обусловленная ростом окристаллизованности частиц гетита с возрастом почв (Arduino et al., 1986; Водяницкий, 2008). Оксидогенез проявляется в большей степени в почвах высоких позиций ландшафта: под криволесьем и субальпийскими лугами (р. 30, 31, 32) – величина отношения Fed/Fet составляет 0,4-0,7.

Отношение содержания силикатных форм железа к несиликатным ($Fet-Fed)/Fed$ используют в качестве самостоятельного показателя степени выветрелости почвенной массы (Водяницкий, 2002, 2003). Величина отношения помогает диагностировать полигенетичность почв: чем меньше величины отношения $(Fet-Fed)/Fed$, тем выше степень выраженности процессов выветривания.

Стоит отметить, что в органо-аккумулятивных почвах южного склона г. Северный Басег на высоте 600 м н.у.м. количество силикатных соединений железа в 2-4 раза больше несилкатных. Это явление сообщает, что в почвы – р. 27, 28, 29 – гораздо моложе других (рис. 42).

Установлено, что наиболее выветрелыми горизонтами оказались гумусовые в буроземах – р. 30, 32 зоны экотона (рис. 42). Кроме того, привлекает внимание бурозем в зоне елово-пихтовых лесов (р. 26) – средняя часть его профиля имеет величину отношения $(Fet-Fed)/Fed=1,83$.

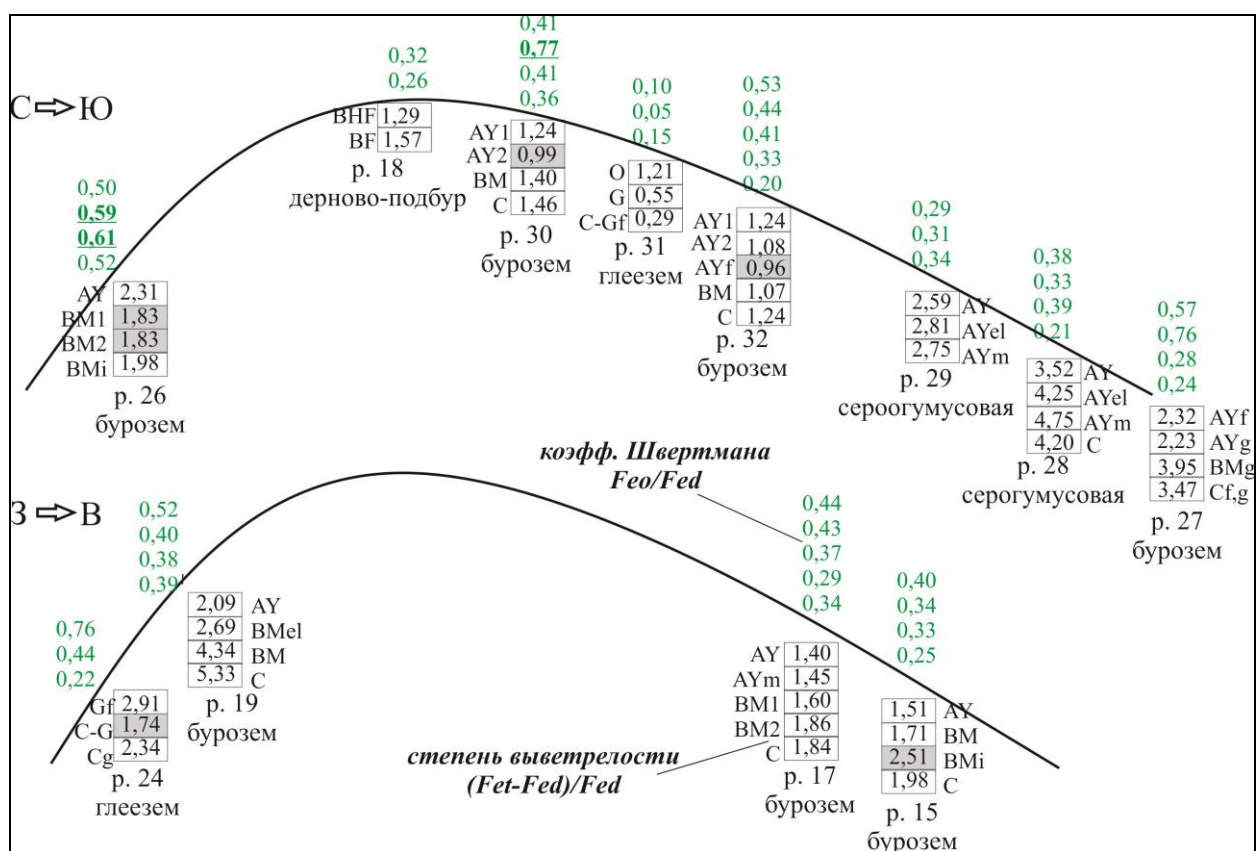


Рисунок 42. Группировка почв в пространстве по критерию Швертмана (Feo/Fed) и степени выветрелости почвы $(Fet-Fed)/Fed$.

Критерий Швертмана (КШ) представляет собой относительную долю содержания соединений железа из вытяжки Тамма к содержанию соединений из вытяжки Мера-Джексона (Feo/Fed) (Schwertmann, 1988). Коэффициент растет по мере увеличения степени гидроморфизма почв и дает представление о степени

старения и кристаллизации свободных оксидов и гидроксидов железа. Установлено, что почвы по этому показателю группируются по их положению в пространстве следующим образом (рис. 42). Коэффициенты диагностируют молодость отложений р. 28, 29 ландшафтов луговин южного склона. Обращают на себя внимание гумусовый горизонт AU2 в р. 30, имеющий высокое значение КШ. Вероятно, эта толща профиля большего возраста и, в прошлом, сформировалась в более гидроморфных условиях позднего голоцена.

В разрезе 26 – средняя часть, выявленная как более выветрелая, маркируется высокими КШ, отличными от верхнего горизонта и породы.

Можно предположить, что позднеголоценовые оледенения обусловили молодость нижней части почв склонов, в то же время буроземы на фандах (верхних частях склонов) оказались не затронуты или подверглись незначительному воздействию процессов, вызванных малым ледниковым периодом, поэтому почвы обнаруживают больший возраст по степени выветрелости срединных горизонтов. Почвы меняются в пространстве и времени вместе с условиями среды, таким образом, отражая пространственно-временную структуру ландшафта (Александровский, Александровская, 2005). Сходные результаты получены Baumler et al. (1991), Zech et al. (2000) и Ковалевой (2009) для других горных систем.

4.4. Физические свойства почв

4.4.1. Гранулометрический состав почв

Саморазвитие и эволюция буроземов протекает под влиянием процессов лессиважа и метаморфического оглинивания всей толщи, с образованием горизонта ВМ (Буроземообразование..., 1975). Буроземообразование протекает только в условиях преобладания окислительных условий над восстановительными (Владыченский, 1998). Текстульная дифференциация горно-луговых почв выражена слабо (Самойлова, 1991).

Физические свойства почв подтверждают выявленные пространственно-временные закономерности и закон вертикальной зональности.

Среди исследуемых почв преобладают почвы суглинистого и глинистого гранулометрического состава. В транзитных ландшафтах имеют более легкий гранулометрический состав – р. 31, 5, 28, 17, 1; в трансаккумулятивных мелкозем буроземов более тяжелый – р. 26, 19, 9, 10 (прилож. 8). Дымов, Жангуров (2011) считают, что в таких зонах склонов «происходит разгрузка внутрпочвенных и поверхностных растворов, приносящих продукты выветривания горных пород, расположенных выше». В долине р. Малый Басег гранулометрический состав почв представлен глинами (р. 39, 43, 36, 34, 42) и суглинками (р. 45, 37, 33) (прилож. 8).

Основу мелкозема исследуемых почв преимущественно составляют пылеватая фракция и крупная пыль (прилож. 8). Гранулометрический состав отражает воздействие различных факторов гипергенеза, эволюция почв сводится к постепенному уменьшению размера фракций (Березин, 1983). Процессы физической дезинтеграции в почвах хребта Басеги протекают быстро, за счет податливости сланцев и промывного водного режима.

Высокая доля пылеватых компонентов содержится, особенно, в аккумулятивных ландшафтов склонов горы под пихтово-еловой крупнопоротниковой растительностью – в буроземах р. 10, 26, 17, 19; в органо-аккумулятивной почве – р. 28. В почвах катен, приуроченных к р. Малый Басег и

ее притокам, характерно преобладание фракций крупной пыли для буроземов средних частей левого и правого берега – р. 43, 36, 37 и аллювиальной почвы – р. 33.

Основой механизма процесса оглинивания, по мнению Соколовой и др. (2005), является физическое дробление песчаных и пылеватых частиц, содержащих глинистые минералы. Профильные диаграммы гранулометрического состава почв подтверждают накопление илистых частиц, что отражает процесс оглинения в буроземах – р. 9, 26 (рис. 43).

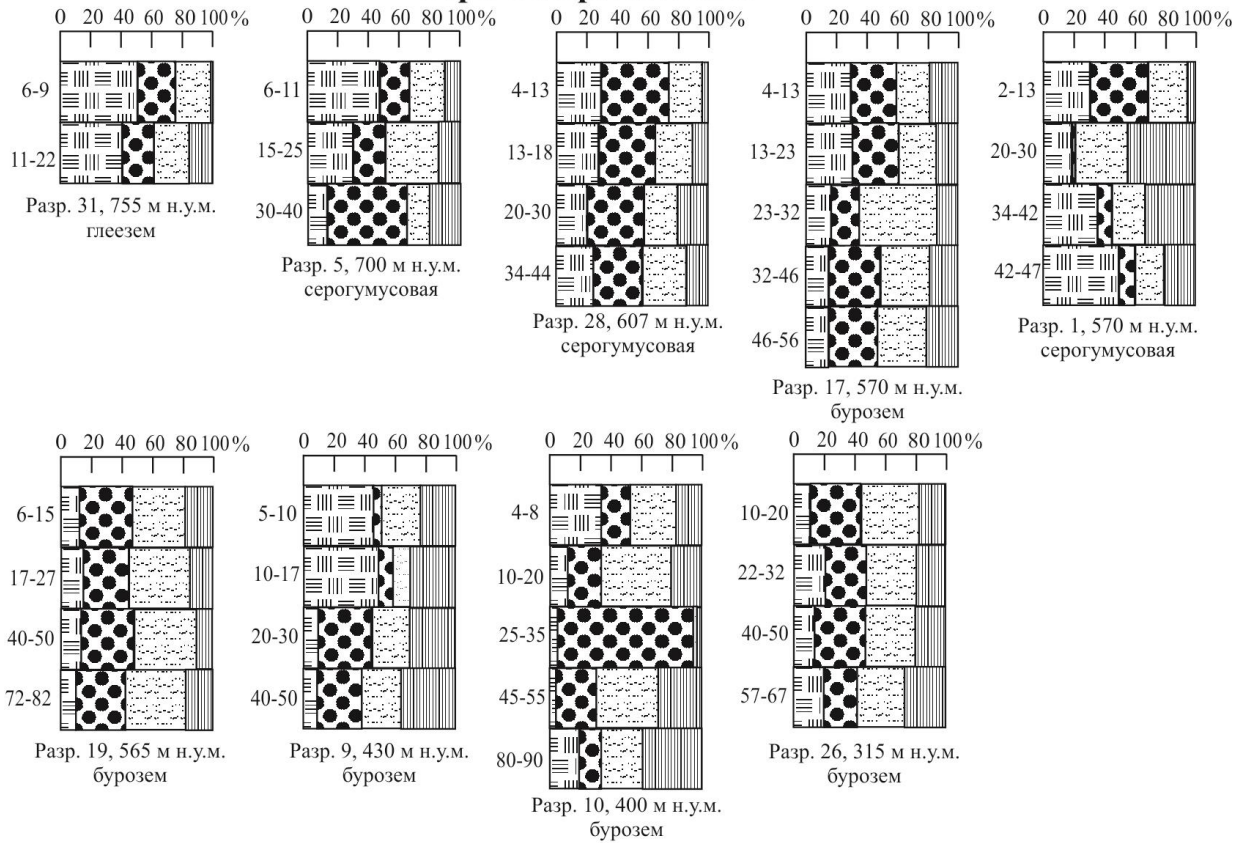
Интересно заметить, что в почвах луговин на верхней границе леса, обнаруживаются те же следы буроземного процесса – р. 5, 28, 1, что говорит о том, что граница леса мигрировала в прошлом – поднималась выше, вплоть до высоты около 650 м н.у.м. После ее отступления луговые процессы наложились на реликтовый профиль буроземов (рис. 43).

В буроземе на высоте 400 м н.у.м. (р. 10) аномально резкое увеличение содержания крупной пыли (74,20 %) на глубине 25-35 см вероятно также диагностирует смену экологических условий.

Для почв в долине р. Малый Басег, характерно оглинивание верхней толщи профилей (р. 45, 39, 43, 42, 36), начиная с гумусового горизонта (рис. 43).

Рассчитанные величины коэффициентов концентрации ила – более 1,0 – подтверждают накопление ила в разрезах 5, 1, 28, 39, 45, 43, 36, 42 (прилож. 8).

Гора Северный Басег



Долина реки Малый Басег

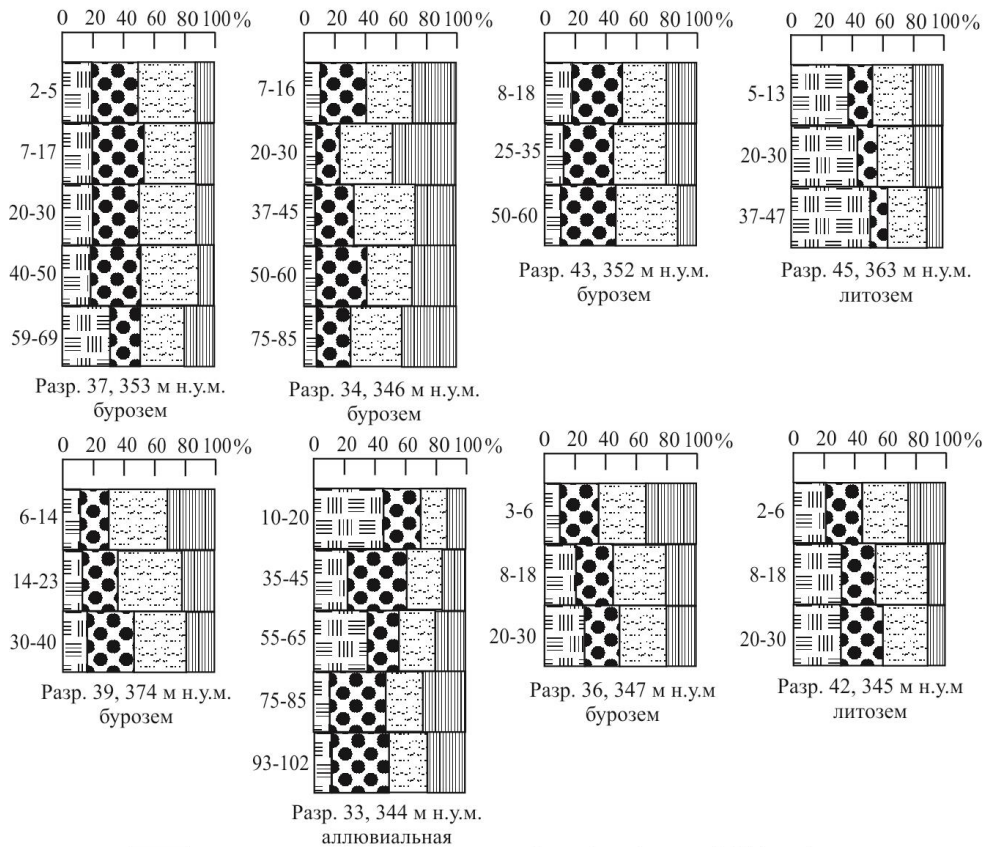


Рисунок 43. Профильные диаграммы гранулометрического состава почв.

Для распознавания различий в содержании фракций элементарных почвенных частиц использовали построение эмпирических кривых распределения, которые позволяют выделить относительно специфичные значения для данной почвы (Татаринцев, 2009). В целом, можно диагностировать, что почвы горно-лесного пояса тяжелого гранулометрического состава имеют устойчиво одинаковую структуру (формулу). Построенные структурные формулы показывают четко выраженный максимум содержания крупной пыли в почвах склонов г. Северный Басег (рис. 44). Кривые глеевой (р. 31) и серогумусовой (р. 1) почв южного склона выпадают из распределения – в них меньше всего содержится крупной пыли. Буроземы, мелкозем которых представлен легкой глиной (р. 26, 19), имеют максимум фракции средней и мелкой пыли.

В почвах горно-лесного пояса, в долине р. Малый Басег, выделяется устойчивая структура гранулометрического состава с нарастанием фракции пыли (рис. 45). В литоземах (р. 45. 42) – высокая концентрация песчаной фракции, так как мелкозем почвы слабо переработан почвообразовательными процессами, с глубины 13-20 см уже появляется материнская порода.

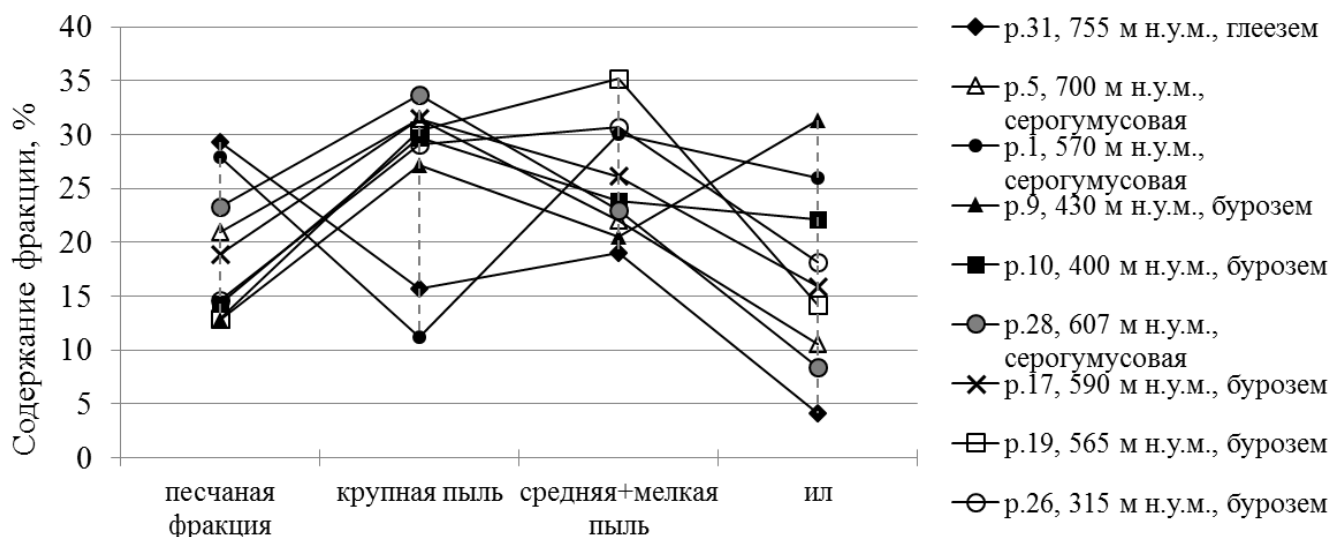


Рисунок 44. Формула гранулометрического состава почв г. Северный Басег.

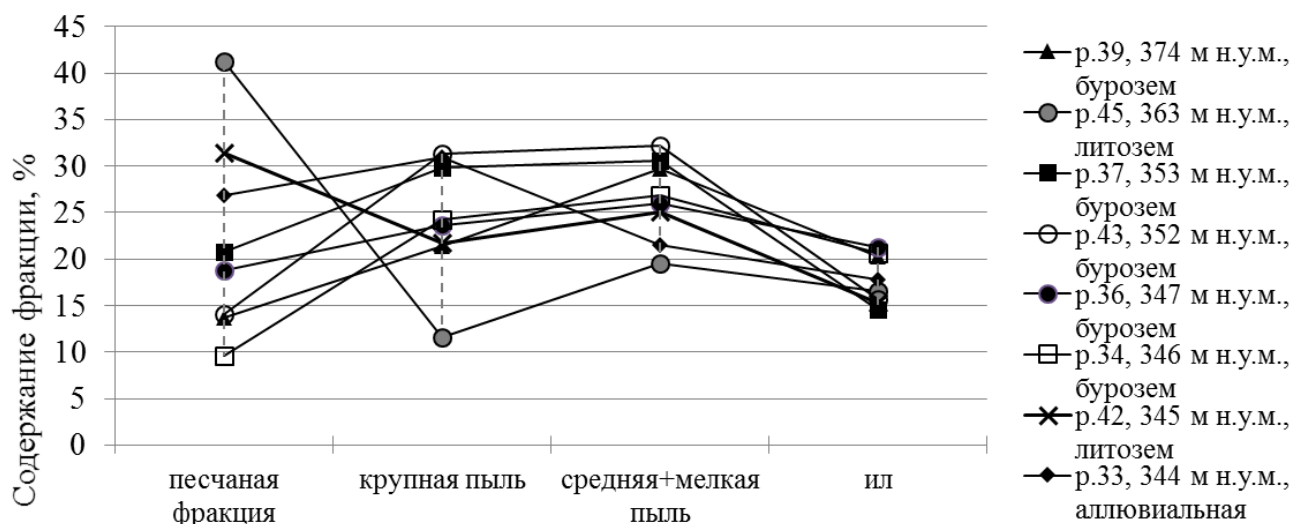


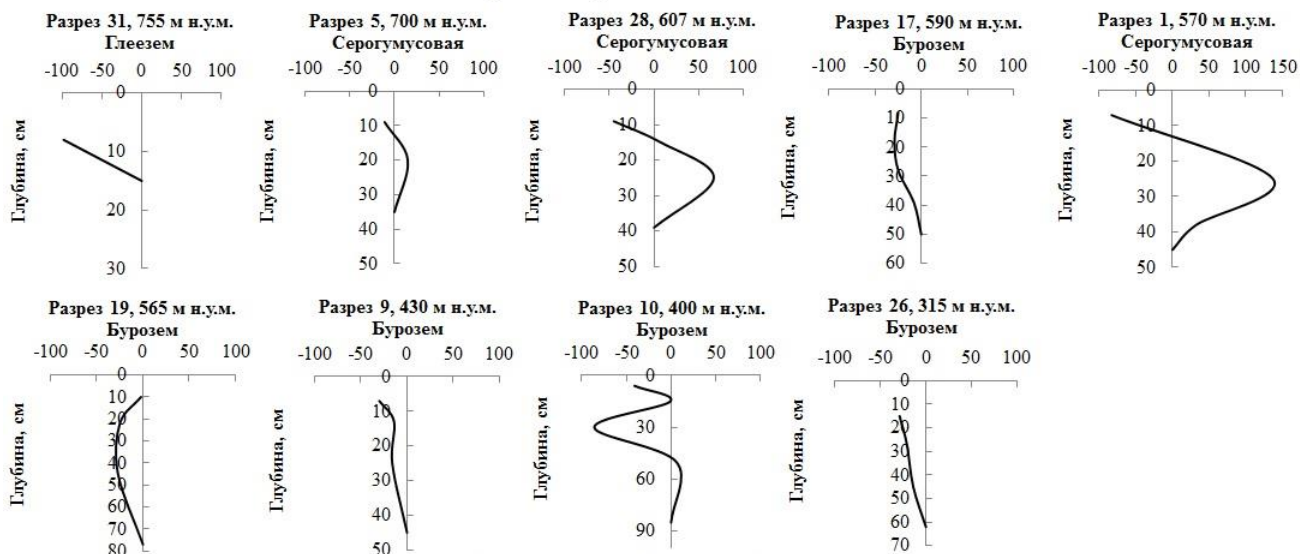
Рисунок 45. Формула гранулометрического состава почв долины р. Малый Басег.

Оглинение почв может быть, как результатом метаморфизации *in situ*, так и следствием лессивирования. Почвы района исследования формируются в гумидных условиях, где складывается промывной тип водного режима. Склоны гор и щебнистость почв дополнительно обеспечивают активную работу вертикального и латерального стоков. Таким образом, илстые и коллоидные частицы минеральной части почвы легко выносятся из верхних горизонтов (Анциферова, 2009). Кроме того, при описании морфологических признаков, были замечены илстые кутаны в нижней части профиля.

Построенные графики накопления и выноса ила (по методике Роде, 1964) позволяют сделать вывод о проявлении лессиважа в почвах (рис. 46). Результаты данных оценены по 4-х балльной шкале:

Балл	Содержание ила отличается от содержания в материнской породе	Балл	Содержание ила отличается от содержания в материнской породе
0	± 3 %	2	10-50 %
1	3-10 %	3	> 50 %

Гора Северный Басег



Долина реки Малый Басег

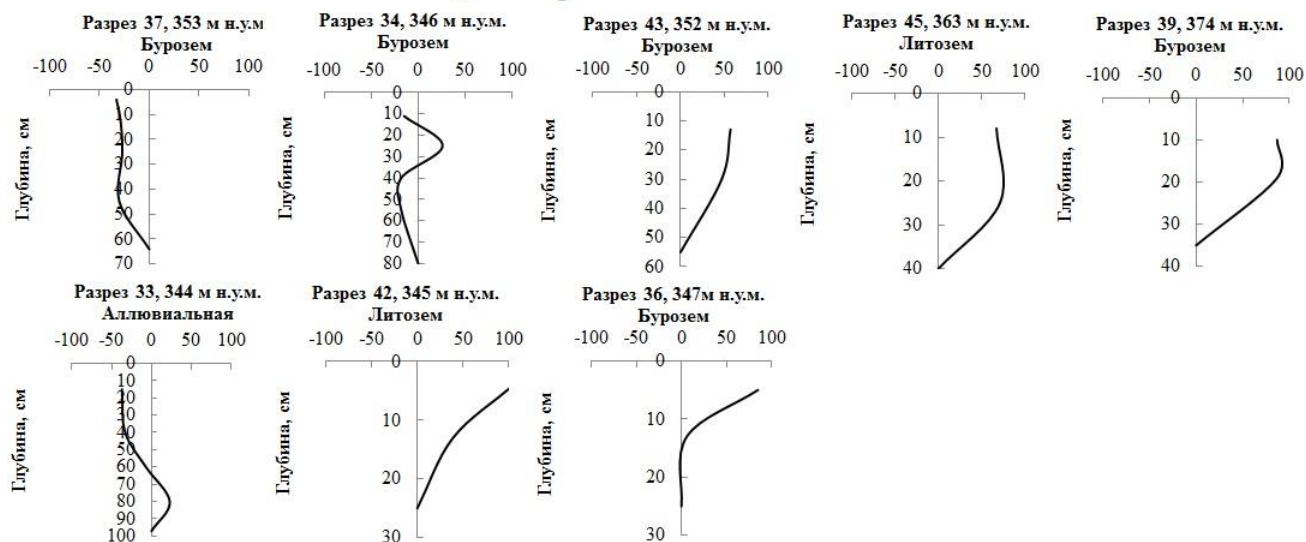


Рисунок 46. Вынос (-) и накопление (+) ила в горных почвах, % от содержания ила в почвообразующей породе (методика Роде, 1964).

Усл. обозн.: Знак «+» соответствует превышению 100 % от содержания в породе; знак «-» – когда менее 100 % от породы.

В почвах катен, приуроченных к г. Северный Басег, проявление лессиважа в средней степени (р. 28, 9, 26, 17, 19); бимодальная кривая накопления – в р. 10 (рис. 46).

Почвы долины р. Малый Басег, наоборот, не затронуты процессами лессивирования и интенсивно оглинены.

Считается, что стадия буроземообразования в ряду подзолистых, псевдоподзолистых и бурых лесных почв является одной из первых стадий в

эволюции под пологом леса (Зонн, 1966). Поэтому буроземообразование не привязано к одной природной зоне, а является доминирующим процессом в почвах гумидных горных районов (Зонн, 1966; Почвенные условия..., 1983).

Ромашкевич (1996) считает, что роль подзолистых почв в почвенном покрове гор фрагментарная, встречаются они только в наиболее выположенных участках.

Далее, при смене растительности Зонн (1966) полагает, что эволюция почв протекает по двум путям: 1) «с мобилизацией А1 и образованием вторичных хлоритов, что приводит к понижению ЕКО, преобладанию обменного А1, под влиянием которого буроземообразование вступает в кислую стадию»; 2) «при слабой мобилизации А1, что усиливает роль обменного Н, интенсифицирующего разрушение первичных и глинистых минералов, вынос продуктов разрешения, и приводит к смене буроземообразования подзолообразованием». Различия между буроземо- и подзолообразованием определяет генезис оглинения. Дифференциация бурых лесных почв – текстурная, поэтому дает возможность развитию следующего этапа онтогенеза. В подзолистых почвах наблюдается иллювиальная дифференциация профиля, обуславливающая лишь возможность наложения глеевого процесса.

В схеме эволюционного тренда: буроземообразование → подзолообразование, – промежуточной стадией по Зонну (1966) является псевдоподзоливание, проявляющееся в условиях сезонного переувлажнения, вызывающее подвижность ила – «обеднение им нижней части горизонт А и обогащение горизонт В. Текстурный горизонт В бурых лесных почв становится текстурно-иллювиальным, а горизонт А разделяется на аккумулятивный и аккумулятивно-лессивированный и псевдоподзолистый» (Зонн, 1966). Строение профилей почв имеет следующий вид: *бурые лесные почвы А-Vt-C → бурые псевдоподзолистые А1-А21-Vt-C → подзолистые А1-А2-В-С.*

Фоновыми почвами предгорной части западного макросклона Среднего Урала являются подзолистые почвы, поэтому вопросы отсутствия оподзоленности в горных почвах и возможной эволюции в таковые, волновали всех исследователей горных почв Урала (Иванова, 1947, 1949; Фирсова, Дедков, 1983; Михайлова, 1976 и др.).

Заложенные катены почв на склонах г. Северный Басег и в районе р. Малый Басег и ее притоков, не выявили наличия почв с признаками оподзоленности. Но, ранее, почвоведом заповедника Канисевым (Летопись природы..., 1992, 1997; Канисев, 1964), были описаны и проанализованы почвы со слабыми признаками оподзоливания. Интересно отметить, что автор обращает внимание на двойственную природу оподзоленности почв: «часть из них оподзоливается вверху, под лесной подстилкой... Но часто оподзоливание обнаруживается в виде осветленной полоски по нижней части горизонт А1А2 и верхней части горизонт В1...». Второй случай похож на явление псевдооподзоливания по Зонну (1966).

Встречались оподзоленные буроземы и при описании почвенного покрова заповедника геологами МГУ им. М.В. Ломоносова в 2003 г. (Изучение структуры..., 2003). Развитие буроземообразования протекает при обязательном наличии свободного внутреннего дренажа, поэтому начальные стадии оподзоливания появляются там, где нарушаются такие условия. По отчетам предыдущих исследований в заповеднике, буроземы с признаками оподзоливания приурочены к нижним частям склонов со слабым уклоном до 4-5° в долине р. Усьва (Изучение структуры..., 2003), к плоским поверхностям и к г. Южный Басег (Летопись природы..., 1992, 1997).

Пусковым механизмом дальнейшей эволюции буроземов заповедника в оподзоленные почвы может стать: изменение елово-пихтовых крупнопоротниковых лесов на растительность с кислым опадом (если тенденция на похолодание в SA-периоде сохранится); переработка и освобождение мелкозема от скелетно-обломочного материала, богатым

алюминием (в некоторых почвах щебень уже отсутствует); развитие лессиважа; непромывной тип водного режима.

4.4.2. Магнитная восприимчивость почв

Величины магнитной восприимчивости (МВ) обладают большой информативностью, так как связаны со многими свойствами почвы. Во многих палеорекострукциях показатель МВ служит репером для выделения погребенных горизонтов (Вадюнина, Бабанин, 1972).

Удельная магнитная восприимчивость (МВ) изучаемых горных почв характеризуется величинами от 8,37 до $66,62 \times 10^{-8}$ м³/кг (прилож. 9, 10). Величина МВ горных почв напрямую зависит от магнитных свойств литогенной основы и степени преобразованности в процессе почвообразования, поэтому закономерности, характерные для почв зонального ряда, не так выражены четко (Бабанин и др., 1995; Дергачева и др., 2000). Почвы хребта Басеги формируются на слабомагнитных метаморфических породах – сланцах и кварцито-песчаниках, МВ которых, по данным Бабанина и др. (1995), колеблется в пределах $(0-30) \cdot 10^{-6}$ СИ. Невысокие значения педогенной магнитной восприимчивости говорят о коротком периоде формирования почвы (Fine et al., 1989) и небольшом числе циклов увлажнения-высыхания в период ее формирования (Maher, Thompson, 1995).

Невысокие значения МВ обусловлены, также, широко распространенным процессом олуговения на склонах хребта, который снижает общий уровень значений (Бабанин и др., 1995) – среднее значение $28,20 \times 10^{-8}$ м³/кг (прилож. 9).

Важно отметить, что генетическая диагностика почвенных процессов с помощью магнитных измерений, не в полной мере соответствует горным почвам, так как почвы имеют неоднородный состав, обогащенный щебнем и обломками породы. Почвы сформировались из отложений длительных

процессов перемещения и переотложения, и включают в себя компоненты различной степени выветрелости (Бабанин и др., 1995).

На рис. 47 приведены коэффициенты по Вадюниной (1972) – K_{χ} , которые показывают во сколько раз магнитная восприимчивость гумусовых горизонтов почв выше МВ почвообразующих пород. По утверждению Бабанина и др. (1995) величина K_{χ} выше там, где более благоприятные условия для гумификации органического вещества. Этот факт подтверждают почвы под луговыми сообществами и криволесьем – р. 29, 15, 22, 17, 16, 19. Более широкие колебания между параметрами МВ гумусового горизонта и породы проявляется в почвах поймы р. Малый Басег (K_{χ} от 0,8 до 1,7).

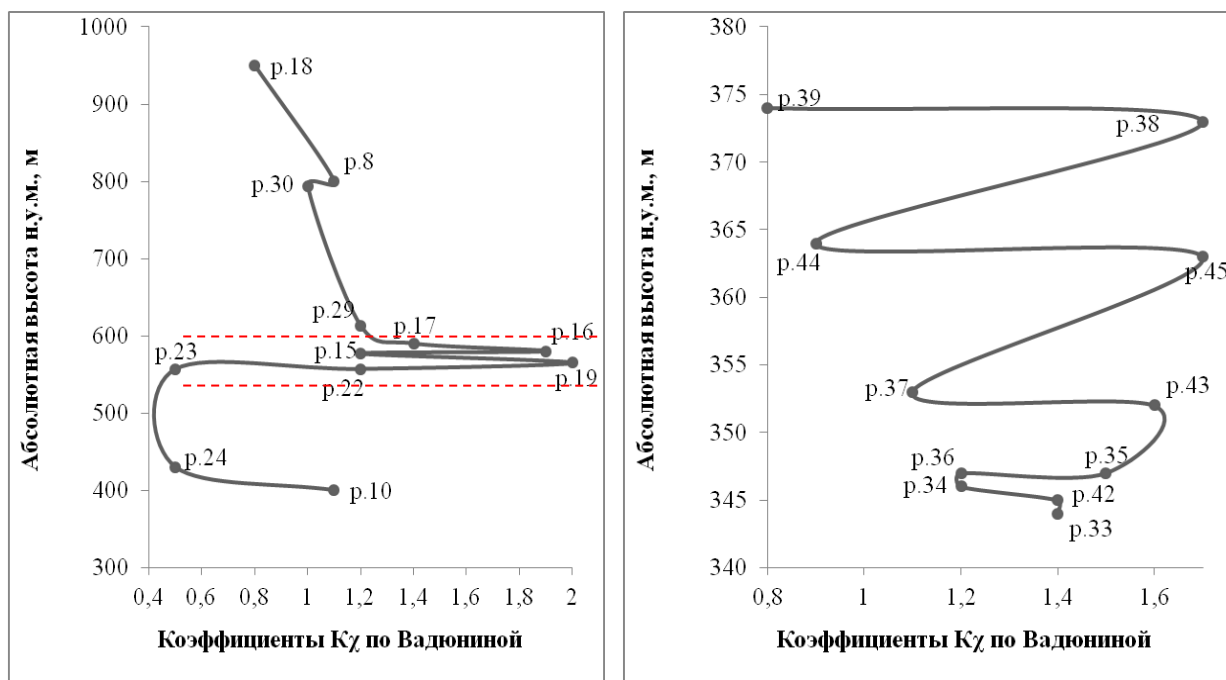


Рисунок 47. Влияние высоты (н.у.м.) на значения коэффициента K_{χ} (по Вадюниной).

В палеоклиматических реконструкциях широко используется коэффициент преобразованности (К) в качестве меры переработанности материнской породы в ходе формирования почвы ($K = \text{МВ}_{\text{горизонта}} / \text{МВ}_{\text{породы}}$) (Бабанин, 1971) (табл. 11, 12).

Таблица 11. Коэффициенты преобразованности (К) почв г. Северный Басег.

Горизонт	Коэфф. К	Горизонт	Коэфф. К	Горизонт	Коэфф. К
р. 18 (950 м н.у.м.). Дерново-подбур иллювиально-железистый AY BF	0,8 1	р. 14 (930 м н.у.м.). Сухоторфяно- литозем TJ	-	р. 8 (800 м н.у.м.). Бурозем ожелезненный AY1 AY2 BMf	0,99 1,09 1
р. 30 (794 м н.у.м.). Серогумусовая элювирированная AY1 AY2 BM C	- - 1,02 1	р. 6 (750 м н.у.м.). Серогумусовая элювирированная AY AYel	0,78 1	р. 29 (613 м н.у.м.). Серогумусовая метаморфизированная AY AYel AY m	1,22 1,15 1
р. 27 (590 м н.у.м.). Бурозем глеватый ожелезненный Ad AYf AYg BMg Cf,g	- - - 0,97 1	р. 17 (590 м н.у.м.). Бурозем серогумусовый метаморф. AY AY m BM1 BM2	- - 1,43 1	р. 16 (580 м н.у.м.). Бурозем грубогумусовый элюв. AO AYel BM1 BM2	1,97 1,78 1,94 1
р. 15 (577 м н.у.м.). Бурозем серогумусовый глинисто-иллюв. AY BM BMi C	1,23 0,58 0,54 1	р. 19 (565 м н.у.м.). Бурозем серогумусовый элюв. AY BMe1 BM C	2,04 - 1,76 1	р. 22 (557 м н.у.м.). Бурозем серогумусовый элювирированный AY BMe1 BM	1,20 1,19 1
р. 23 (557 м н.у.м.). Перегнойно- глеявая грубогумусированная Gf G C-G	0,51 0,79 1	р. 24 (430 м н.у.м.). Глезем грубогумусированный Gf C-G Cg	0,49 1,01 1	р. 10 (400 м н.у.м.). Бурозем элювирированный AO AY AYel BMe1 BM	1,10 0,81 0,68 1,34 1

Прирост МВ по отношению к ее величине в материнской породе в процессе педогенеза имеет прямую зависимость от времени (Бабанин и др., 1995). Невысокие величины коэффициентов свидетельствуют о слабой преобразованности почвенной массы для склонов г. Северный Басег, а значит, почвы молодые (табл. 11). Высокие коэффициенты можно наблюдать в почве подножия восточного склона – р. 16; в долине р. Малый Басег в буроземах – 36, 35, 43, 37, 45, 38 и в иллювиальной почве (р. 33) (табл. 11, 12). Почвы долины р. Малый Басег короткопрофильные, поэтому преобразование почвенного материала происходит с более высокой скоростью.

Таблица 12. Коэффициенты преобразованности (К) почв
долины р. Малый Басег.

Горизонт	Коэфф. К	Горизонт	Коэфф. К	Горизонт	Коэфф. К
р. 33 (344 м н.у.м.). Аллювиальная серогумусовый глеевая элювиир. ожелезн. оруденелая		р. 42 (345 м н.у.м.). Литозем серогумусовый ожелезненный		р. 34 (346 м н.у.м.). Бурозем серогумусовый ожелезн. глееватый	
AYel, f	1,44	AYf1	1,41	АН	-
AYf	1,96	AYf2	0,92	AYf, m	1,24
Gfn	1,65	Cf	1	AYf	0,97
Gox	1,22			BM	0,86
C-G	1			BMg	
р. 36 (347 м н.у.м.). Бурозем серогумусовый элюв. глееватый ожелезн.		р. 35 (347 м н.у.м.). Бурозем глееватый ожелезненный		р. 43 (352 м н.у.м.). Бурозем ожелезненный	
АНao	-	АН	1,45	AY	-
AYel	1,20	AY	1,39	AYf	1,63
BM1	1,57	AYg	1,13	BMf	1
BM2	1	BMg	0,82		
		BMf	1		
р. 37 (353 м н.у.м.). Бурозем ожелезненный		р. 45 (363 м н.у.м.). Литозем грубогумусовый ожелезн.		р. 44 (364 м н.у.м.). Литозем серогумусовый потечно-гумусовый	
АН	-	АО	1,72	AYhi	0,91
AY	1,06	Cf	1	Chi	1
BMf	1,38				
BM	1				
р. 38 (373 м н.у.м.). Бурозем серогумусовый элювииров.		р. 39 (374 м н.у.м.). Бурозем перегнойный ожелезненный		р. 40 (383 м н.у.м.). Бурозем грубогумусовый перегнойный	
AYi	1,74	АОh	-	АОh	-
BM	1,37	AY1	0,84	BM	1
BMel	1	AY2	0,86		
		BMf	1		
р. 41 (396 м н.у.м.). Литозем серогумус. ожелезн. потечно-гумусовый					
AY	-				
Cf,hi	1				

Магнитные профили горных почв хребта Басеги в большинстве своем отражают условия формирования современной толщи (рис. 48). Величины МВ почв могут служить индикатором различных элементарных почвенных процессов (Бабанин, 1972).

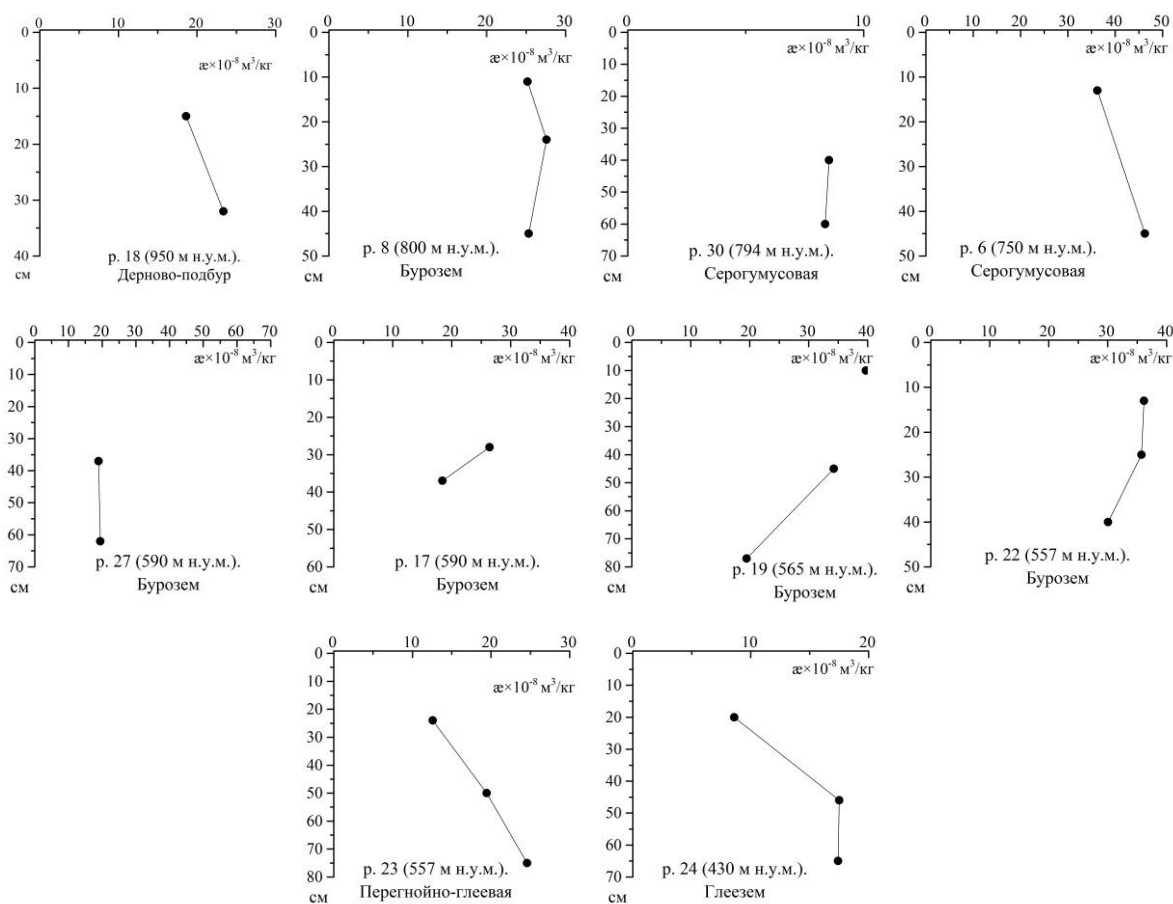


Рисунок 48. Профильные кривые магнитной восприимчивости ($\chi \times 10^{-8} \text{ м}^3/\text{кг}$) почв г. Северный Басег.

Высокие значения МВ приурочены к дневным гумусовым и дерновым горизонтам (р. 29, 15, 22, 10) (рис. 48). Водяницкий (2003), Вадюнина, Бабанин (1972) объясняют связь МВ почвенной массы и содержанием гумуса благоприятными условиями, которые создает органическое вещество для синтезирующих магнетики гетеротрофных микроорганизмов.

Профильная кривая МВ хорошо записывает седиментацию аллювиальных почв (р. 33) (рис. 49).

Процессы избыточного увлажнения, оглеения, заболачивания и торфообразования приводят к понижению значениям МВ в горизонте (Бабанин и др., 1995), что проявилось в показателях МВ в буроземе (р. 15) и в глеевых почвах – р. 23, 24 вследствие интенсивной лимотизации,

приводящей к разрушению сильных магнетиков (рис. 48) (Палеопочвы, природная среда..., 2012).

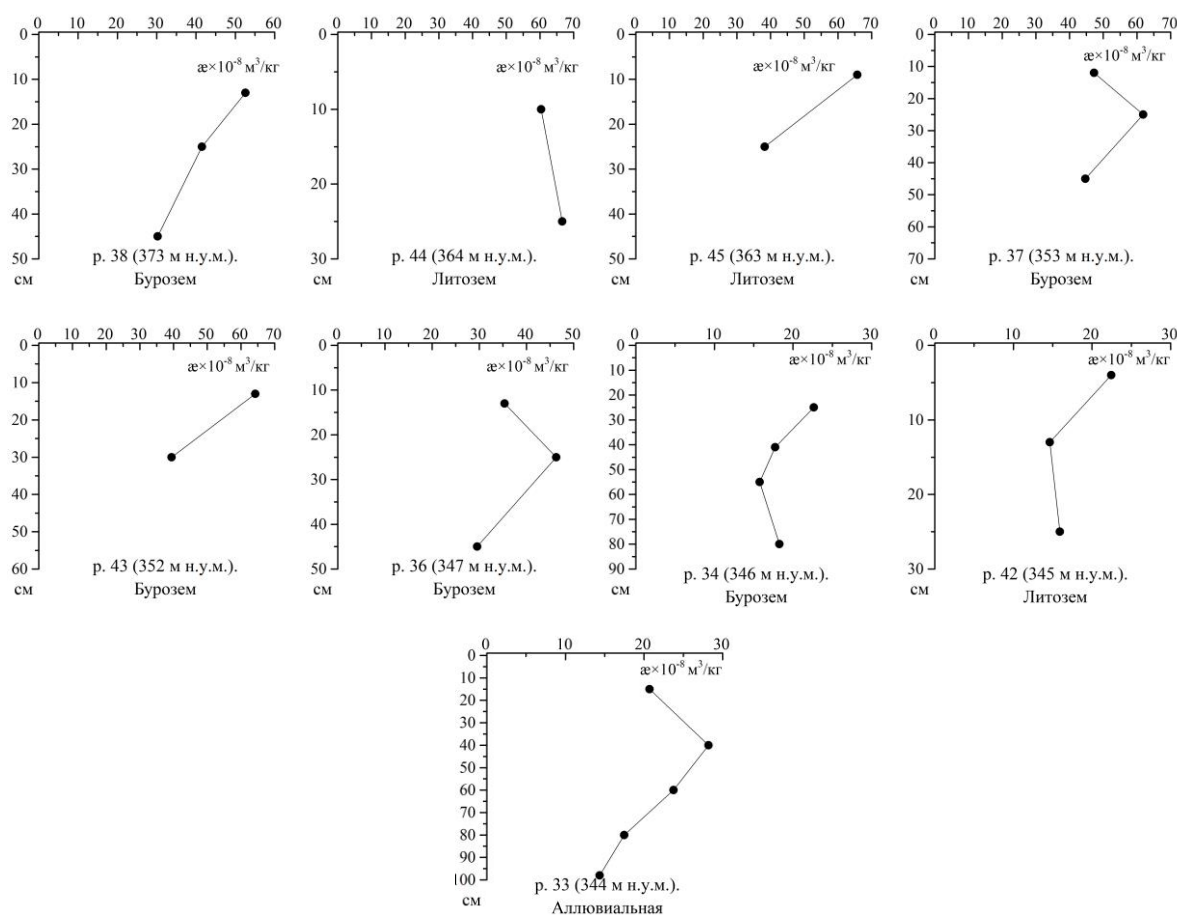


Рисунок 49. Профильные кривые магнитной восприимчивости ($\chi \times 10^{-8} \text{ м}^3/\text{кг}$) почв долины р. Малый Басег.

Опад хвойных лесов, особенно на короткопрофильных почвах формируют высокие магнитные параметры (Бабанин и др., 1995) в разрезах 42, 34, 35, 43, 45, 38 (рис. 49).

Процессы метаморфизации в буроземах (р. 37, 36, 22, 8) способствуют накоплению магнетиков (Бабанин и др., 1995).

Для моногенетичных подбуров характерна тенденция нарастания величины МВ к иллювиальным горизонтам ВF, что было установлено для аналогичных почв Хибин (Косарева, 2007) (рис. 48).

Кривые магнитной восприимчивости позволяют диагностировать реликтовые стадии педогенеза в разрезах на верхнем пределе леса – в буроземах р. 15, 16, 35, и на северном склоне, в буроземе, на переходе в пойменную долину – р. 10 (рис. 50).

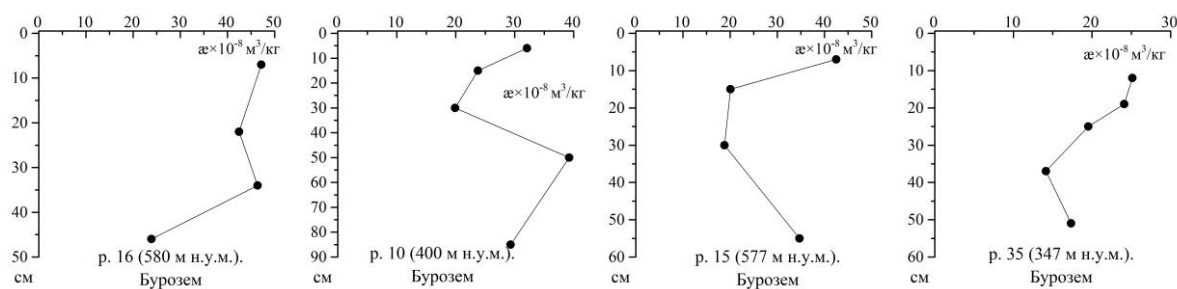


Рисунок 50. Полигенетичные профильные кривые магнитной восприимчивости ($\text{a} \times 10^{-8} \text{ м}^3/\text{кг}$) почв.

Рассчитанные коэффициенты преобразованности почвенной массы (табл. 11, 12) для этих почв также регистрируют этапы замедления-активизации педогенеза.

4.5. Возраст и изотопный состав органического углерода почв

Определение возраста реликтовых горизонтов почв обнаружило, что процесс интенсивного буроземообразования на Среднем Урале активно протекал около 1300-1400 л.н. При этом почвы на фандах в силу долинного характера оледенения оказались закономерно старше – 1440 ± 70 лет (Ki-18778), – так как верхние части склонов, видимо, не покрывались позднеголоценовыми ледниками (рис. 51). Почвы гидроморфной луговины, расположенной в межгорной седловине, немного моложе – 1300 ± 90 лет (Ki-18779). Сходные цифры возраста буроземов – 1480 л.н., – получены для территории Северного Кавказа (Ковалева, Сергеева, 2010). По всей видимости, этот период стал эпохой почвообразования, пришедшей на смену последней волне неогляциального похолодания (ледниковая стадия эгессен). В свою очередь, датированные горизонты перекрыты более молодой толщей малого ледникового возраста (ледниковая стадия стадия фернау).



Рисунок 51. Места отбора образцов для радиоуглеродного датирования.

Величины $\delta^{13}\text{C}$ органического вещества почв колеблются в широких пределах: от -23,73 ‰ до -27,01 ‰, что свидетельствует о доминировании растений С3-типа фотосинтеза (табл. 13).

Таблица 13. Изотопный состав гумуса почв хребта Басег.

Почва, горизонт, глубина	$\delta^{13}\text{C}$ гумуса, ‰	Почва, горизонт, глубина	$\delta^{13}\text{C}$ гумуса, ‰
<i>г. Северный Басег</i> ГОРНО-ТУНДРОВЫЙ ПОЯС <i>р. 18 (950 м н.у.м.). Дерново-подбур иллюв.-желез.</i>		ГОРНО-ЛЕСНОЙ ПОЯС <i>р. 24 (518 м н.у.м.). Глеезем грубогумусированный.</i>	
AY	6-24 -23,73	Gf	16-36 -27,01
BF	24-41 -23,75	C-G	36-58 -26,03
ПОДГОЛЬЦОВЫЙ ПОЯС субальпийские луга <i>р. 30 (794 м н.у.м.). Бурозем серогумусовый.</i>		Cg	58-70 -25,61
Haо	6-13 не опр.	<i>р. 10 (400 м н.у.м.). Бурозем элювирированный.</i>	
AY1	13-23 не опр.	AY	8-21 -26,44
AY2	23-32 -24,77	AYel	21-41 -25,99
BM	32-50 -24,44	BMel	41-60 -25,30
C	50-75 -24,46	BM	60-104 -25,02
<i>р. 29 (613 м н.у.м.). Серогумусовая метаморфиз.</i>		<i>Долина р. Малый Басег</i> ГОРНО-ЛЕСНОЙ ПОЯС <i>р. 41 (396 м н.у.м.). Литозем серогумусовый.</i>	
AY	3-8 -24,81	AY	5-16 -26,38
AYel	8-18 -25,34	Cf,hi	16-35 -25,59
AYm	18-74 -25,25	<i>р. 45 (363 м н.у.м.). Литозем грубогумусовый.</i>	
парковое редколесье <i>р. 15 (577 м н.у.м.). Бурозем серогумусовый.</i>		AO	5-13 -26,38
AY	4-10 -25,83	Cf	13-35 -26,27
BM	10-21 -24,99	<i>р. 36 (347 м н.у.м.). Бурозем серогумусовый.</i>	
BMi	21-43 -25,10	AHaо	3-6 -25,96
C	43-70 -25,58	AYel	6-20 -26,09
<i>р. 22 (557 м н.у.м.). Бурозем серогумусовый.</i>		BM ₁	20-31 -25,95
AY	7-18 -25,15	BM ₂	31-58 -25,74
BMel	18-32 -25,15		
BM	32-50 -25,33		

Изотопный состав углерода (ИСУ) органического вещества (ОВ) почв под редколесными фитоценозами горно-тундрового пояса, субальпийских лугов и криволесья г. Северный Басег (р. 18, 29) несколько утяжелен (-23,73 – -

25,34 ‰) за счет примеси циннамиловых фенолов в составе опада злаковых растений (Ковалева, Ковалев, 2015), по сравнению с буроземами под елово-пихтовым лесом (-25,02 – -26,44 ‰). ИСУ ОВ почв долины р. Малый Басег (р. 41, 45, 36) и р. Усьвы (р. 10), напротив, более легкий.

Глеевые почвы, сформированные в условиях грунтового заболачивания, характеризуются максимальной степенью обогащения легким изотопом – до -27,01 ‰ в глееземе разреза 24. В исследуемых почвах наблюдается также утяжеление ИСУ ОВ почв с глубиной (р. 30), особенно в почвах под елово-пихтовыми крупнопоротниковыми фитоценозами (р. 24, 10, 41, 45, 36). Чаще эту закономерность связывают с фракционированием изотопов в процессе деструкции органического материала (Boutton, 1996).

Так как ИСУ растений зависит от концентрации CO_2 в атмосфере (Юдович, Кетрис, 2011) и определяет ИСУ ОВ почв, то профильные изменения величины $\delta^{13}C$ можно использовать в палеоклиматических реконструкциях.

Возраст иллювиального горизонта бурозема разреза 30 на глубине 32-50 см составил 1440 ± 70 л.н. (Ki-18779). Более тяжелый ИСУ ОВ в нем (-24,4 ‰) свидетельствует о понижении pCO_2 в атмосфере, что может соответствовать периоду средневекового климатического оптимума, климат которого был близок к современному – около $0^\circ C$ (Голубева, 2008), но температуры не достигали максимумов голоцена. На западном склоне Среднего Урала в фазу (SA-2) климатического оптимума теплый и сухой климат привел к распространению в составе лесов широколиственных пород, по меньшей мере, на 100 м вверх и на 50 м вниз по склону (Турков, 1981). В теплых условиях субатлантического периода (фаза SA-2) около 1300 ± 90 л.н. (Ki-18778) сформировался и гумусовый горизонт АУт (глубина 18-74 см) бурозема разреза 29. Его значительная мощность и ИСУ около -25,2 ‰ диагностирует существование оптимального сочетания факторов для гумификации (рис. 52).

Облегчение ИСУ ОБ почв в вышележащем горизонте АУ2 (глубина 23-32 см) – -24,8‰, – вероятно, говорит о начале прохладного и влажного «малого ледникового периода» на Урале (фаза SA-3). Стадия фернау характеризовалась деградацией растительности на верхнем ее пределе, усилением влагообеспеченности, развитием болотообразовательных процессов (Турков, 1981). Пик содержания щебня и максимальная подвижность соединений железа в мелкоземе горизонта АУ2 маркирует активизацию экзогенных процессов. Резкое похолодание и усиление интенсивности криогенных явлений затормозило процессы педогенеза в верхней части хребта – в зоне криволесья, переходящей в тундру (рис. 52).

Таким образом, изменение климата в позднем голоцене оказало решающее влияние на формирование буроземов в горах Евразии в целом, и на Среднем Урале, в частности. В свою очередь, в строении и свойствах профиля этих почв запечатлены флуктуации климатических событий исторического времени: потепление средневекового климатического оптимума – в утяжелении величин $\delta^{13}\text{C}$, в высоких значениях отношения $\text{C}_{\text{гк}}/\text{C}_{\text{фк}}$ (р. 10), высоком содержании илистой фракции (р. 10), снижении доли щебнистого материала (р. 15); последующее похолодание малого ледникового периода – в облегчении величин $\delta^{13}\text{C}$, низких показателях магнитной восприимчивости, в усилении признаков экзогенеза (максимумы содержания щебня в р. 15, 10). Особенно яркие следы реликтовых почвенных процессов обнаружены в почвах экотонов – на верхней (р. 15) и нижней границе леса (р. 10), – что само по себе диагностирует динамичность лесного пояса во времени.

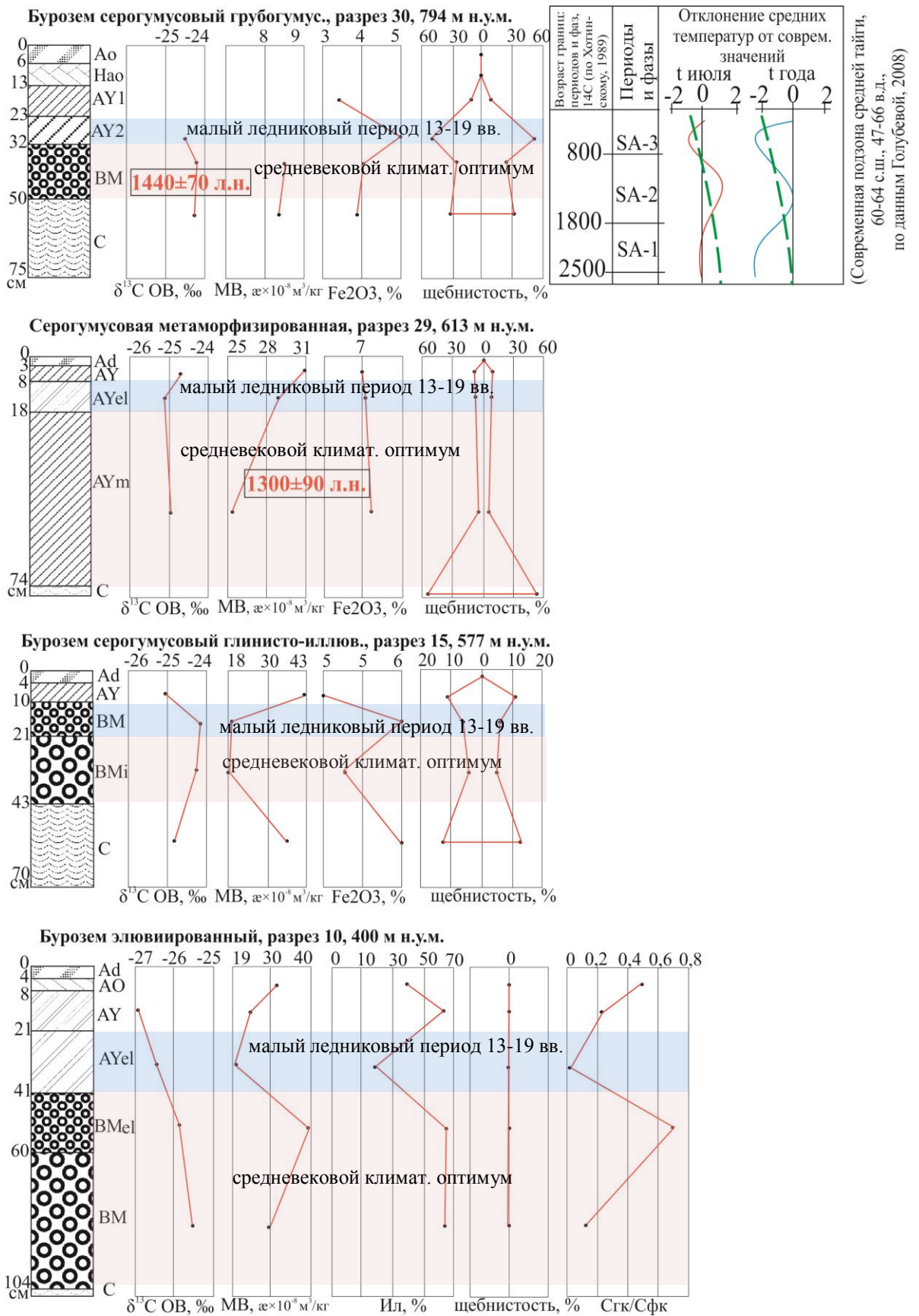


Рисунок 52. Палеоэкологическая реконструкция позднего голоцена.

4.6. Палеорекострукция условий почвообразования. Эволюция почв и ландшафтов заповедника «Басеги» в голоцене

Итак, на основе радиоуглеродного датирования почв, анализа изотопной кривой, характеристик гранулометрического состава и величин коэффициентов выветривания, а также анализа современных структур почвенного покрова можно выделить следующие стадии развития почв Среднего Урала в голоцене.

Во-первых, подтвердилась гипотеза о холодном климатическом эпизоде позднего голоцена (3500-1500 л.н.), когда ледники Урала, по мнению Соломиной (1999), вернулись к своим позднеплейстоценовым границам. Однако, исходя из величин максимальной в рассматриваемом ландшафте степени выветрелости почв на фандах, можно предполагать, что это оледенение не было покровным, а его распад носил долинный характер. В эпоху гляциальной стадии эггесен в ландшафтах горной долины активизировались экзогенные (склоновые) процессы, память о которых записана в профилях щебнистости литоземов, сформированных на фандах.

Во-вторых, в период средневекового климатического оптимума (1500-500 л.н.) на моренах гляциальной стадии эггесен установлено активное буроземообразование, совпадающая с аналогичной эпохой почвообразования на Кавказе и в Хибинах. Следы буроземов сохранились в свойствах современных луговых почв. Следовательно, граница леса поднималась до вершин хребта.

В-третьих, эпоха малого ледникового периода (13-19 вв.) прервала этап педогенеза, вновь активизировались экзогенные процессы. Судя по диаграммам щебнистости, профили буроземов оказались перекрыты более молодыми отложениями гляциальной стадии фернау, граница леса опустилась на 200 м вниз по склону. В пришедший ей на смену современный климатический период, как и повсюду в горах Евразии (Ковалева, 2009), наблюдается активное луговое почвообразование.

Все эти факты не противоречат событиям известных глобальных схем изменения климата Евразии, однако, средневековой климатический оптимум, по-видимому, начался на 200 лет раньше, чем в других горных системах.

ВЫВОДЫ

1. Главными факторами дифференциации почвенного покрова заповедника «Басеги» являются:

- закон вертикальной зональности;
- экспозиции склонов;
- характер изменения ландшафтов во времени.

2. Полиморфные профили щебнистости и гранулометрического состава почв, распределения содержания гумуса, отношения Сгк/Сфк, величин магнитной восприимчивости; дифференцированные индексы выветривания; профильное изменение величины $\delta^{13}\text{C}$ органического вещества позволили диагностировать полихронность почв экотонов и динамичность лесного пояса во времени.

3. Наряду с развитием на горных склонах моногенетичных подбуров и буроземов, выявлено развитие полигенетичных буроземов и серогумусовых (луговых) почв, эволюцию которых можно определить, как наследующую с элементами наложенной. Возраст буроземов на Урале 1300-1440 л.н.

4. Эволюция почв в позднем голоцене отражает динамику распада неогляциального оледенения, так как эпохи почвообразования маркируют межледниковые интервалы:

- наступание ледников по горным долинам в SB-период голоцена (гляциальная стадия эгессен), педогенез подавлен, формирование литоземов на фандах.

- активное буроземообразование в субатлантический (SA) оптимум на отложениях гляциальной стадии эгессен;

- понижение границы леса в малый ледниковый период и наложение горно-луговых процессов на профиль бурозема на верхнем пределе леса, развитие глееземов на нижней границе леса;

- эпоха активизации современного горно-лугового почвообразования.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Александровский А.Л., Александровская Е.И. Эволюция почв и географическая среда. – М.: Наука. – 2005. – 223 с.
2. 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.
3. Алешков А.Н. О нагорных террасах Урала. Сб. Уральск. приполярные районы. Тр. Ледник. экспед. – Л. – 1935. – Вып. 4. – С. 271-292.
4. Алисов Б.П. Климатические области и районы СССР. – М. – 1947. – 208 с.
5. Антипина Т.Г., Панова Н.К. Динамика природной среды в голоцене по данным комплексного анализа VI разреза Горбуновского торфяника // Известия Коми научного центра УрО РАН. – Сыктывкар. – 2013. – Вып. 4 (16). – С. 89-97.
6. Антонова З.П., Скалабан В.Д., Сучилкина Л.Г. Определение содержания в почвах гумуса // Почвоведение. – 1984. – № 11. – С. 130-133.
7. Анциферова О. А. Эволюция природных автоморфных буроземов в условиях Калининградской области / О. А. Анциферова // Известия Калининградского государственного технического университета. – 2009. – № 15. – С. 31-35.
8. Арефьева З.Н. О некоторых особенностях почвообразования в темнохвойных лесах горной провинции Среднего Урала // Темнохвойные леса Среднего Урала: сб. статей. – Свердловск. – 1979. – С. 84-96.
9. Арманд А.Д., Таргульян В.О. Принцип дополнительности и характерное время в географии // Системные исследования. Ежегодник. – М.: Наука. – 1974. – Вып. 6. – С. 146-153.
10. Бабанин В.Ф. Магнитная восприимчивость некоторых типов почв Европейской части СССР // Вестник Моск. Ун-та, Сер. биол., почвовед. – 1971. – № 4. – С. 121-124.

11. Бабанин В.Ф. Магнитная восприимчивость основных типов почв СССР и использование ее в почвенных исследованиях: автореф... дис. д-ра биол. наук. – М.: МГУ, 1972.
12. Бабанин В.Ф., Трухин В.И., Карпачевский Л.О., Иванов А.В., Морозов В.В. Магнетизм почв. – М.: Ярославль. – 1995. – 222 с.
13. Баландин С.В., Ладыгин И.В. Флора и растительность хребта Басеги // «Средний Урал», Институт экологии растений и животных УРО РАН. – Пермь. – 2002. – С. 3.
14. Березин П.Н. Гранулометрия почв и почвообразующих пород // Современные физические и химические методы исследования почв. – М.: Изд-во МГУ. – 1987. – С. 56-73.
15. Бирюкова О.Н., Орлов Д.С. Период биологической активности почв и его связь с групповым составом гумуса // Биол. науки. – 1978. – № 4. – С. 115-118.
16. Благовещенский Г.А. История лесов восточного склона Урала / Г.А. Благовещенский // Сов. ботаника. – 1943. – № 6. – С. 4-16.
17. Благовещенский Г.А. Об ископаемых и современных торфяниках Среднего Зауралья / Г.А. Благовещенский // Сов. ботаника. – 1940. – № 3. – С. 59-76.
18. Бовкунов А.Д., Семиколенных А.А., Алейников А.А., Ухтомский В.Г. Основные типы почв темнохвойных лесов нижнего участка бассейна реки Б. Порожня (приток р. Печора) // Тр. Печоро-Илычского заповедника. – 2010. – Вып. 16. – С. 23-31.
19. Богатырев К.П. Дерновые горно-лесные почвы, как особая географическая форма высокогорного почвообразования // Почвоведение. – 1947. – № 12. – С. 704-714.
20. Богатырев К.П., Ногина Н.А. Почвы горного Урала // Тр. Почв. ин-та АН СССР. – 1962. – С. 5-48.
21. Боч С.Г., Краснов И.И. К вопросу о границе максимального четвертичного оледенения в пределах Уральского хребта в связи с

наблюдениями над надгорными террасами // Бюл. комиссии по изучению четвертичного периода. – 1946. – № 8.

22. Боярская Т.Д. Развитие растительности Урала и Сибири в четвертичном периоде: (на примере вост. склона Урала, бас. Ангары и Алдана): автореф... дис. канд. геогр. наук. – М., 1964. – 20 с.

23. Боярская Т. Д. Развитие растительности Сибири и Дальнего Востока в четвертичном периоде: (на примере вост. склона Урала, бас. Ангары, Алдана и полуострова Камчатка) / Т.Д. Боярская, Е.М. Малаева. – М.: Наука. – 1967. – 201 с.

24. Буроземообразование и псевдоподзоливание в почвах Русской равнины / под ред. С.В. Зонна. – М.: Наука. – 1975. – 275 с.

25. Бушинский Г.И. Титан в осадочном процессе // Литология и полезные ископаемые. – 1963. – № 2.

26. Быковская Т.К., Ковалева Н.О. Горные почвы Карачаево-Черкесии: монография. – М.: МГИУ. – 2010. – 164 с.

27. Вадюнина А.Ф., Бабанин В.Ф. Магнитная восприимчивость некоторых почв СССР // Почвоведение. – 1972. – № 10. – С. 55-66.

28. Владыченский А.С. Особенности горного почвообразования. Издательство: Наука. – 1998. – 187 с.

29. Водяницкий Ю.Н. Минералы железа как память почвенных процессов // Память почв: Почва как память биосферно-геосферно-антропосферных взаимодействий / Отв. Ред. В.О. Таргульян, С.В. Горячкин. – М.: Издательство ЛКИ. – 2008. – 692 с.

30. Водяницкий Ю.Н. Химия и минералогия почвенного железа. – М.: Почвенный институт им. В.В. Докучаева РАСХН. – 2002. – 236 с.

31. Водяницкий Ю.Н. Химия и минералогия почвенного железа. – М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева. – 2003. – 236 с.

32. Воронов Г.А., Никулин В.Ф., Акимов В.А., Баландин С.В. Заповедник «Басеги» // Заповедники Европейской части РСФСР. Часть 1. – М. – 1988. – С. 248-264.

33. Ганжара Н.Ф., Борисов Б.А., Байбеков Р.Ф. Практикум по почвоведению. – М.: Агроконсалт. – 2002. – 280 с.
34. Геология СССР. Том XII/ Пермская, Свердловская, Челябинская и Курганская области. Часть 1. Геологическое описание. Книга 1. – М., Недра. – 1969. – С. 124-132.
35. Герасимов Д.А. Геоботаническое исследование торфяных болот Урала / Д. А. Герасимов // Торфяное дело. – 1926. – № 3. – С. 53-58.
36. Главатских Л.К. Минералогический состав горно-таежных почв северного Урала // тр. Пермского ГСХИ им. ак. Д.Н. Прянишникова. – 1971. – С. 35-42.
37. Голубева Ю.В. Климат и растительность голоцена на территории республики Коми // Литосфера. – 2008. – № 2. – С. 124-132.
38. Горчаковский П.Л. История развития растительности Урала. 2-е изд. – Свердловск. – 1953. – С. 116-123.
39. Горчаковский П.Л. Основные проблемы исторической фитогеографии Урала. – Свердловск. – 1969. – С. 30-35.
40. Данукалова Г.А. Стратиграфическое расчленение верхнечетвертичных отложений Южноуральского региона // Геологический сборник. Информационные материалы ИГ УНЦ РАН. – 2009. – № 8. – С. 40-48.
41. Дворников М.Г., Чашин П.В. Динамика экосистем Северо-востока Волжского бассейна в голоцене // Известия Самарского научного центра Российской академии наук. – 2010. – № 1. (Т. 12.) – С. 21-26.
42. Дергачева М.И. Система гумусовых веществ почв. – Новосибирск: Наука. – 1989. – 110 с.
43. Дергачева М.И., Вашукевич Н.В., Гранина Н.И. Гумус и плиоценовое почвообразование в Предбайкалье. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, Филиал «Гео». – 2000. – 204 с.

44. Докучаев В.В. К изучению о зонах природы. Горизонтальная и вертикальная почвенные зоны. – Спб.: Типография градоначальства, Миллионная. – 1989. – 29 с.
45. Дымов А.А., Жангуров Е.В. Морфолого-генетические особенности почв кряжа Енганэпэ (Полярный Урал) // Почвоведение. – 2011. № 5. – С. 515-524.
46. Дымов А.А., Жангуров Е.В. Почвы северной части Приполярного Урала: морфология, физико-химические свойства, запасы углерода и азота // Почвоведение. – 2013. – № 5. – С. 507-516.
47. Дыренков С.А. Структура и динамика ельников средней и южной тайги на Европейском Севере: автореф... д-ра биол. наук. – Л., 1976. – 42 с.
48. 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.
49. Жуйкова И.А. Особенности ландшафтов Вятского края в атлантический период голоцена // Материалы Третьей Всероссийской научной конференции (с межд. участием) «Динамика современных экосистем в голоцене». Казань. – 2013. – С. 153-156.
50. Жуйкова И.А. Этапы эволюции природной среды Вятского края в позднеледниковье и голоцене: автореф... дис. канд. геогр. наук. – М., 1999.
51. Зайдельман Ф.Р. Теория образования светлых кислых элювиальных горизонтов почв и ее прикладные аспекты. – М.: КРАСАНД. – 2010. – 248 с.
52. Зонн С.В. Буроземообразование и псевдоподзоливание и подзолообразование // Почвоведение. – 1966. – № 7. – С. 5-14.
53. Зонн С.В. Железо в почвах. – М.: Наука. – 1982. – 207 с.
54. Зонн С.В., Ерошкина А.Н., Карманова Л.А. О группах и формах железа, как показателях генетических различий почв // Почвоведение. – 1976. – № 10. – С. 3-11.

55. Иванов И.В. Общие вопросы эволюции почв // Эволюция почв и почвенного покрова. Теория, разнообразие природной эволюции и антропогенных трансформаций почв / Отв. ред. В.Н. Кудеяров, И.В. Иванов. – М.: ГЕОС. – 2015. – С. 36.
56. Иванова Е.Н. Горно-лесные почвы Среднего Урала // Труды Почвенного ин-та АН СССР. – 1949. – Т. 30. – С. 57-142.
57. Иванова Е.Н. Почвы Урала // Почвоведение. – 1947. – № 4. – С. 213-227.
58. Изучение структуры растительного и почвенного покрова заповедника «Басеги»: Научный отчет по «Договору о научном сотрудничестве» между географическим факультетом МГУ и ГПЗ «Басеги» / Е.Ю. Замесова, Н.А. Мушникова, Е.А. Сидорчук и др. – М. – 2003.
59. 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.
60. Каллас Е.В., Дергачева М.И. Гумусовые профили почв экотона тайга-степь Западной Сибири. – Томск-Новосибирск: ООО Окарина. – 2011. – 127 с.
61. Калинин П.И., Алексеев А.О. Геохимическая характеристика лесово-почвенных комплексов Терско-Кумской равнины и Азово-Кубанской низменности // Почвоведение. – 2011. – № 12. – С. 1436-1453.
62. Калинин П.И. Лесово-почвенные комплексы плейстоцена и палеопочвы голоцена юго-востока Русской равнины: автореф... дис. канд. геол.-минерал. наук. – Воронеж, 2009. – 24 с.
63. 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.
64. 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.

65. Канищев В.В., Ковалева Н.О., Ковалев И.В. Историческое почвоведение Тамбовской области: первые результаты исследований // Вестник Тамбовского университета. Серия: Естественные и технические науки. – 2012. – № 6. – С. 1-8.
66. Карпачевский М.Л., Шевченко Е.М. Соотношение литогенных и ценогенетических факторов при формировании бурых лесных почв Среднего Урала // Почвоведение. – 1997. – № 1 – С. 22-30.
67. Карпачевский Л.О. Почвообразование в горах Сихотэ-Алиня. – М.: ГЕОС. – 2012. – 138 с.
68. Качинский Н.А. Механический и микроагрегатный состав почвы, методы его изучения. – М.: АН СССР. – 1958. – 193 с.
69. Классификация и диагностика почв СССР / сост. В.В. Егоров, В.М. Фридланд. – М.: Колос. – 1977. – 225 с.
70. Климат и гидрография заповедника «Басеги». [Электронный ресурс]: официальный сайт заповедника «Басеги». URL: <http://www.basegi.ru/o-zapovednike/prirodnye-usloviya/klimat-i-gidrografiya> (дата обращения: 06.02.2016).
71. Ковалева Н.О. Горные почвы Евразии как палеоклиматический архив позднеледниковья и голоцена: Автореф... дис. докт. биол. наук. – М., 2009. – 49 с.
72. Ковалева Н. О. Горные почвы как архив палеоклиматической информации // Почвы в биосфере и жизни человека: монография. – М.: ФГБОУ ВПО МГУЛ. – 2012. – С. 135-182.
73. Ковалева Н.О., Лузянина О.А. Динамика ландшафтов Среднего Урала в позднеледниковье и голоцене // Природа Басег / Тр. ГПЗ "Басеги". – Соликамск. – 2015. – Т. 4 – С. 33-59.
74. Ковалева Н.О., Лузянина О.А. Столпникова Е.М. Изотопный состав гумуса почв Среднего Урала // Роль почв в биосфере. Труды Института экологического почвоведения МГУ имени М.В.Ломоносова / Под ред. Н.О. Ковалевой. – М.: МАКС Пресс. – 2015. – Т. 15– С. 11-22.

75. Ковалева Н.О., Сергеева П.А. Горные почвы Восточного Кавказа как палеоклиматический архив голоцена // Естественные и технические науки. – 2010. – № 4 (48). – С. 90-100.
76. Коротаяев Н.Я. Почвы Пермской области. – Пермь. – 1962. – С. 247-268.
77. Косарева Ю.М. Эволюция почв юго-западной части Хибинского горного массива: дис. канд. биол. наук – М.: МГУ, 2007.
78. Кулькова Л.В. Особенности почвообразования и некоторые результаты по почвенному картированию территории заповедника «Басеги» // Природа Басег: 30 лет охраны и научных исследований: сб. статей, посвященный 30-летию заповедника «Басеги». / Тр. ГПЗ «Басеги». Вып. 2. – Пермь: Изд. Богатырев П.Г. – 2012. – 230 с.
79. Лаврушин Ю.А., Спиридонова Е.А. Основные геолого-палеоэкологические события конца позднего плейстоцена и голоцена на восточном склоне Южного Урала // Природные системы Южного Урала. – Челябинск: Чел. ГУ. – 1999. – С. 66-103.
80. Лаптева Е.Г. Основные достижения палинологических исследований голоценовых отложений восточного макросклона Урала / Е.Г. Лаптева // Динамика современных экосистем в голоцене: материалы Всерос. науч. конф. (2-3 февр. 2006 г.). – М.. – 2006. – С. 133-141.
81. Лаптева Е.Г. Развитие растительности и климата восточного склона Урала во второй половине позднего неоплейстоцена и в голоцене: автореф. дис. канд. геогр. наук. – М., 2007. – 24 с.
82. Ларионова Е.А. Тяжелые металлы в горно-таежных ландшафтах: На примере заповедников "Басеги" и "Вишерский": автореф. дис. канд. географ. наук. – Пермь, 2004. – 24 с.
83. 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.

84. Ларионова (Хайрулина) Е. А., Ворончихина Е.А. Особенности амотехногенного воздействия на горные экосистемы заповедного режима // Труды Международной конференции «Горные экосистемы и их компоненты». – Нальчик: изд-во КБНЦ РАН. – 2005. – С. 9-12.

85. Летопись природы заповедника «Басеги». – Гремячинск: Архив ГПЗ «Басеги». – 1992.

86. Летопись природы заповедника «Басеги». – Гремячинск: Архив ГПЗ «Басеги». – 1997.

87. Леушина Н.Р. Основные климатические показатели по метеопосту Коростелевка заповедника «Басеги» // Природа Басег: 30 лет охраны и научных исследований: сб. статей, посвященный 30-летию заповедника «Басеги». / Тр. ГПЗ «Басеги». Вып. 2. – Пермь: изд. Богатырев П.Г. – 2012. – С. 61.

88. Лоскутова Н.М. Басеги – страна заповедная. – Пермь: Курсив. – 2003. – 180 с.

89. Лузянина О.А., Самофалова И.А. Мониторинг гумусного состояния почв (на примере заповедника "Басеги") // Известия Самарского научного центра РАН. – 2013. – Т. 15, № 3(4). – С. 1349-1353.

90. Маландин Г. А. Почвы Урала. Принципы агротехники и мелиорации. – Свердловск: Свердловгиз. – 1936. – 328 с.

91. Марков К.К. Четвертичный период: Ледниковый период – Антропогенный период / К.К. Марков, Г.И. Лазуков, В.А. Николаев. – М.: Изд-во МГУ. – 1965. – Т. 1. – 372 с.

92. Масленникова А.В. Геохимическое обоснование палеогеоэкологических реконструкций голоцена Южного Урала: автореф. дис. канд. геолого-минер. наук. – Томск, 2012. – 23 с.

93. Масленникова А.В., Дерягин В.В., Удачин В.Н. Корреляция голоценовых разрезов донных отложений озер Южного и Среднего Урала. // Вестник Ин-та геологии Коми НЦ. – 2012. – № 3. – С. 6-8.
94. 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.
95. Михайлова Р.П. Микроморфологические и химические особенности бурых грубогумусных почв центрально-горной полосы Среднего Урала // Почвоведение. – 1976. – № 6. – С. 10-15.
96. Михайлова Р.П. О географии и генезисе таежных почв Урала и вклад Е.Н. Ивановой в их изучение // Почвоведение. – 1990. – № 1. – С. 39-47.
97. Младших С.В. Сводная геологическая карта бассейнов рек Косьвы, Усьвы, Вильвы, Вижая, Койвы и Иса масштаба 1:100000. Отчет Вильвинской Геологической партии за 1961-1965 гг.. – 1966. – № 29811.
98. Молчанов Э.Н. Горно-луговые почвы высокогорий Западного Кавказа // Почвоведение. – 2010. – № 12. – С. 1433-1448.
99. Моргун Е.Г., Ковда И.В., Рысков Я.Г., Олейник С.А. Возможности и проблемы использования методов геохимии стабильных изотопов углерода в почвенных исследованиях (обзор литературы) // Почвоведение. – 2008. – № 3. – С. 299-310.
100. Наливкин Д.В. Геологическая история Урала. – Свердловск. – 1943. – 94 с.
101. Ногина Н.А. Влияние пород на подзолообразование в горной части Среднего Урала // Труды Почвенного ин-та АН СССР. – 1948. – Т. 28. – С. 124-190.
102. Овеснов А.М. Горные луга западного Урала. – Пермь. – 1952. – 130 с.
103. Овеснов С.А. Местная флора. Флора Пермского края и ее анализ: учеб. пособие по спец. курсу / С.А. Овеснов. – Пермь: Перм. гос. ун-т. – 2009. – 215 с.

104. Орлов Д.С., Бирюкова О.Н., Суханова Н.И. Органическое вещество почв Российской Федерации. – М.: Наука. – 1996. – 256 с.
105. Орлов Д.С., Гришина Л.А. Практикум по химии гумуса. – М.: МГУ. – 1981. – 272 с.
106. Орлов Д.С., Садовникова Л.К. Химия почв. – М.: Высш. шк. – 2005. – 558 с.
107. Палеопочвы, природная среда и методы их диагностики / отв. ред Г.В. Добровольский, М.И. Дергачева; Институт почвоведения и агрохимии СО РАН; Институт водных и экологических проблем СО РАН; Томский государственный университет. – Новосибирск: ЗАО «ОФСЕТ». – 2012. – 264 с.
108. Панова Н.К. Динамика горных темнохвойных лесов на Среднем Урале в голоцене / Н.К. Панова // Структурно-функциональная организация и динамика лесов: материалы конф. – Красноярск. – 2004. – С. 336-338.
109. Панова Н.К. К истории горных лесов Висимского заповедника в голоцене / Н.К. Панова, В.И. Маковский // Темнохвойные леса Среднего Урала. – Свердловск: УНЦ АН СССР. – 1979. – С. 25-33.
110. Панова Н.К., Антипина Т.Г. История развития Горбуновского торфяника на Среднем Урале и освоение человеком его территории в голоцене. // Материалы Третьей Всероссийской научной конференции (с межд. участием) «Динамика современных экосистем в голоцене». (12-15 марта 2013 г.) – Казань. – 2013. – С. 273-276.
111. Полевой определитель почв / М.: Почвенный институт им. В.В. Докучаева. – 2008. – 182 с.
112. Почвенные условия и особенности биологического круговорота веществ в горных сосновых лесах / В.П. Фирсова, Т.С. Павлова. – М.: Наука. – 1983. – 166 с.
113. Почвы заповедников и национальных парков Российской Федерации / Г. В. Добровольский, О. В. Чернова, В. В. Снакин и др. – Фонд "Инфосфера" – НИА-Природа Москва, 2012. – 476 с.

114. Почвы и почвенный покров Печоро-Илычского заповедника (Северный Урал) / Отв. ред. С.В. Дегтева и Е.М. Лаптева. – Сыктывкар. – 2013. – 328 с.
115. Проект организации заповедника «Басеги» Министерства высшего и среднего специального образования РСФСР / Кафедра биогеоценологии и охраны природы. – Пермь: ПГУ. – 1981. – 121 с. + Приложения. / Архив ГПЗ «Басеги». Инв. № 02-17.
116. Прокашев А.М. Генезис и эволюция почв бассейна Вятки и Камы. – Киров. – 2009. – 386 с.
117. Роде А.А. К вопросу об оподзоливании и лессиваже // Почвоведение. – 1964. – № 7. – С. 9-23.
118. Розанов Б.Г. Морфология почв: Учебник для высшей школы. – М.: Академический проект. – 2004. – 432 с.
119. Ромашкевич А.И. Горное почвообразование с позиций геолого-геоморфологических и исторических его основ // Почвоведение. – 1996. – № 1. – С. 64-76.
120. Расположенский Р.В. Описание Пермской губернии в почвенном отношении / Изд. Пермск. губерн. Земства. – 1909. – 284 с.
121. Русанова Г.В., Кюхри П. Почвы границы леса и горной тундры Приполярного Урала // Почвоведение. – 2001. – № 4. – С. 409-417.
122. Самойлова Е.М., Толчельников Ю.С. Эволюция почв. Издательство: МГУ. – 1991. – 90 с.
123. Самофалова И.А., Кулькова Л.В., Лузянина О.А., Лоскутова Н.М. Природные условия и морфологическая характеристика горных почв на территории и заповедника «Басеги» Пермского края // Почвы заповедников и национальных парков Российской Федерации. – М.: Фонд «Инфосфера» – НИА-Природа. – 2012. – С. 196-199.
124. Самофалова И.А., Лузянина О.А. Горные почвы Среднего Урала (на примере ГПЗ «Басеги»). М-во с.-х. РФ, ФГБОУ ВПО Пермская ГСХА. – Пермь: Изд-во ФГБОУ ВПО Пермская ГСХА. – 2014. – 154 с.

125. Самофалова И., Лузянина О. Почвы заповедника "Басеги" и их классификация // Пермский аграрный вестник. – 2014. – № 1(5). – С. 47–54.
126. 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.
127. 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.
128. Самофалова И.А., Рогова О.Б., Лузянина О.А. Использование группового состава соединений железа для диагностики горных почв Среднего Урала // Бюллетень Почвенного института имени В.В.Докучаева. – 2015. – № 79. – С. 111–136.
129. Семиколенных А.А., Бовкунов А.Д., Алейников А.А. Почвы и почвенный покров таежного пояса Северного Урала (верховья реки Печора) // Почвоведение. – № 8. – 2013. – С. 911-923.
130. Семиколенных А.А., Добрынин Д.В. Структура и состояние почвенного покрова в полосе экологической тропы к плато Мань-Пупу-Нер // Труды Печоро-Илычского заповедника. – Сыктывкар. – 2010. – Вып. 16. – С. 141-146.
131. Сергеева П.А. Эволюция почв горных долин Большого Кваказа // Диссертация на соискание ученой степени кандидата биологических наук. – М.: МГУ. – 2011.
132. Сигов А.П., Шуб В.С. Геоморфологическая карта Урала и объяснительная записка к карте масштаба 1:500000. – 1977. – № 35106.
133. Соколов И.А., Таргульян В.О. Взаимодействие почвы и среды: почва-память и почва-момент // Изучение и освоение природной среды. – М.: Изд-во АН СССР. – 1976. – С. 150-164.

134. Соколова Т.А., Дронова Т.Я., Толпешта И.И. Глинистые минералы в почвах: Учебное пособие. – Тула: Гриф и К. – 2005.
135. Соломина О.Н. Горное оледенение Северной Евразии в голоцене. – М.: Научный мир. – 1999. – 272 с.
136. Стефановский В.В. Аллювиальный режевский комплекс второй половины позднего неоплейстоцена рек Среднего Урала и Зауралья // Урал. геол. журн. 2004а. – № 2. – С. 23-46.
137. Стефановский В.В. Позднекайнозойские образования в Богословском угольном карьере // Урал. Геол. Журн. – 2004б. – № 1. – С. 53-78.
138. Стефановский В.В. Плиоцен и квартал Восточного склона Урала и Зауралья. – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН. – 2006. 223 с.
139. Сукачев В.Н. Очерк истории озер и растительности Среднего Урала в течение голоцена по данным изучения сапропелевых отложений / В.Н. Сукачев, Г.Л. Поплавская // Бюл. комис. по изучению четвертич. периода. – 1946. – № 8. – С. 5-37.
140. Таргульян В.О. Почвообразование и выветривание в холодных гумидных областях. – Издательство: Наука. – 1971. – 270 с.
141. Таргульян В.О., Александровский А.Л. Эволюция почв в голоцене (проблемы, факты, гипотезы) // История биогеоценозов СССР в голоцене. – М.: Наука. – 1976. – С. 57-70.
142. Татаринцев В.Л. Гранулометрия агропочв юга Западной Сибири и их физическое состояние: автореф. дис. докт. с.-х. наук. – Барнаул, 2009. – 47 с.
143. Теория и практика химического анализа почв / под ред. Л.А. Воробьевой. – М.: ГЕОС. – 2006. – С. 344.
144. Титова А.А., Горячкин С.В. Почвы горных лугово-лесных экотонов Северного Урала // Тр. Печоро-Илычского заповедника. – 2010. – Вып. 16. – С. 195-201.

145. Тиунов А.В. Стабильные изотопы углерода и азота в почвенно-экологических исследованиях // Изв. РАН. Сер. Биол. – 2007. – № 4. – С. 475-489.
146. Тифлов М.А. К познанию горных лугов Урала // Тр. Пермского СХИ. – 1951. – Т. 13. – С. 23-40.
147. Тифлов М.А. Почвы горных лугов Западного Урала: автореф. / М.А. Тифлов. – Л., 1952. – 18 с.
148. Трифонова Т.А. Формирование почвенного покрова гор: геосистемный аспект // Почвоведение. – 1999. – № 2. – С. 174-181.
149. Троицкий Л.С. История оледенения Урала // Оледенение Урала. – М.: Наука. – 1966. – С. 257-282.
150. Турков В.Г. Многовековая ритмика природной среды и динамика лесного биогеоценотического покрова среднеуральского низкогорья в антропогене // Взаимосвязи среды и лесной растительности на Урале. – Изд-во АН СССР. Урал. научн. центр. – 1981. – С. 3-39.
151. Урусевская И.С. Типы поясности и почв – географическое районирование горных систем России // Почвоведение. – 2007. – № 11. – С. 1285-1297.
152. Ушков Б.К., Тетерин И.П., Суслов С.Б. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200000. Серия Среднеуральская: лист 0-40-XI и объяснительная записка к ней. – Свердловск. – 1989.
153. Фирсова В.П. Бурые горно-лесные почвы Урала // Почвоведение. – № 4. – 1991. – С. 47-58.
154. 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.
155. Фирсова В.П., Горячева Т.А., Прокопович Е.В. Сравнительная характеристика свойств горных почв Среднего Урала // Почвоведение. – № 5. – 1963. – С. 16-25.

156. Фирсова В.П., Дедков В.С. Почвы высоких широт горного Урала. – УНЦ АН СССР. – 1983.
157. Флора и фауна заповедника «Басеги». [Электронный ресурс]: официальный сайт заповедника «Басеги». URL: <http://www.basegi.ru/o-zapovednike/prirodnye-usloviya/flora-i-fauna> (дата обращения: 06.02.2016).
158. Фотосинтез С3- и С4-растений: механизмы и регуляция: Пер. с англ. – М.: Мир. – 1986. – 590 с.
159. Хотинский Н.А. Голоцен Северной Евразии / Н.А. Хотинский. – М: Наука. – 1977. – 200 с.
160. Хотинский Н.А. Некоторые вопросы хронологии и палеогеографии голоцена Среднего Урала / Н.А. Хотинский // Бюлл. Комис. по изучению четвертич. периода. – 1968. – № 35. – С. 159-167.
161. Хохлова О.С., Зазовская Э.П., Чичагова О.А., Яблонский Л.Т. Радиоуглеродное датирование различных материалов из курганов ранних кочевников Южного Приуралья // Известия Российской академии наук. Серия географическая. – 2010. – № 3. – С. 82-94.
162. Хохлова О.С., Хохлов А.А., Купцова Л.В., Моргунова Н. Л. Почвенно-археологические исследования короткого педохроноряда в курганном могильнике поздней бронзы (срубная культура) в Оренбургском Предуралье // Известия Самарского научного центра РАН. – 2014. – Т. 16, № 3. – С. 298-307.
163. Чернова О. В., Снакин В. В., Присяжная А. А. Почвенный покров как фундаментальная основа сохранения ландшафтного и биологического разнообразия природных комплексов охраняемых территорий. Использование и охрана природных ресурсов в России // Использование и охрана природных ресурсов в России. – 2012. – № 6. – С. 50-56.
164. Четвертичные оледенения на территории СССР (к XII Конгрессу ИНКВА, Канада, 1987). – М.: Наука. – 1987. – 128 с.
165. Чикишев А.Г. Природное районирование «Урал и Приуралье». – М. Наука. – 1968. – С. 15.

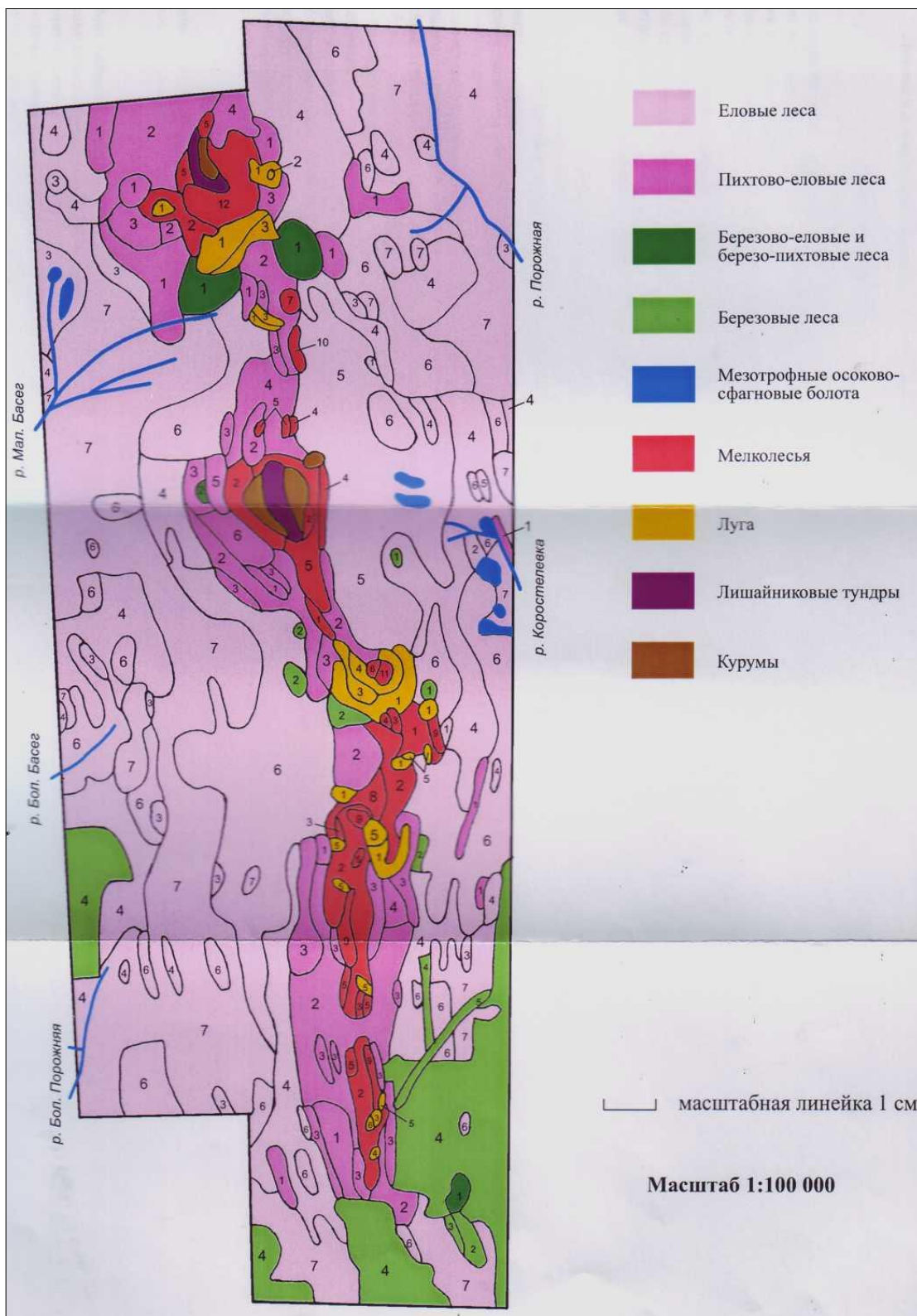
166. Чистяков А.А., Макарова Н.В., Макаров В.И. Четвертичная геология. – М.: ГЕОС. – 2000. – С. 237-244.
167. Шанцер Е.В. Антропогенная система (период) // БСЭ. 3-е изд. 1970. – Т. 2. – С. 100-106.
168. Шишов Л.Л. и др. Классификация и диагностика почв России. – Смоленск: Ойкумена. – 2004. – 342 с.
169. Шоба С. А., Ковалева Н. О., Самофалова И. А., Лузянина О.А. Особенности пространственной дифференциации почв заповедника "Басеги" (Средний Урал) // Роль почв в биосфере: Тр. Ин-та экологического почвоведения МГУ им. М.В. Ломоносова / Под ред. Н.О. Ковалевой. – М.: МАКС Пресс. 2014. – Т. 14. – С. 5-17.
170. Эвальд Э. О генезисе буроземов и близких к ним бурых лесных и таежных почв // Почвоведение. – 1980. – № 4. – С. 46-58.
171. Эволюция почв и почвенного покрова. Теория, разнообразие природной эволюции и антропогенных трансформаций почв / Отв. ред. В.Н. Кудеяров, И.В. Иванов. – М.: ГЕОС. – 2015. – 925 с.
172. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Геохимические индикаторы литогенеза (литологическая геохимия). – Сыктывкар: Геопринт. – 2011. – 742 с.
173. Arduino E., Barberis E., Ajmone Marsan F., Zanini E. and Franchini M. Iron oxides and clay minerals within profiles as indicators of soil age in northern Italy // Geoderma. – 1986. – Vol. 37. – P. 45-55.
174. Baumler R., Zech W., Heuberger H., Weber-Diefenbach K. Investigations on the intensity of weathering of soil developed from glacial and fluvioglacial deposits and their relationship with the history of the landscape in the Mt. Everest region. // Geoderma. – 1991. – 48. – 223-243.
175. Boutton T.W. Stable carbon isotope ratios of natural materials: II. Atmospheric, terrestrial, marine, and freshwater environments // Carbon isotope Techniques. – 1991. – P. 173-185.

176. Boutton T.W., Harrison A.T., Smith B.N. Distribution of biomass of species differing in photosynthetic pathway along an altitudinal transect in southern Wyoming grassland // *Oecologia*. – 1980. – 45. – P. 287-298.
177. Dobrzanski K. Al-Cehalte verschiedener Boden in der DDR und Beeinflussung der Al-Aufnahms der Pflanzen durch Kalkung und Düngung // *Alberchi thae Archiv*. – 1960. – Bd. 13. (H. 12). – P. 69-82.
178. Fine P., Singer M.J., La Ven R., Verosub K. and Southard R.J. Role of Pedogenesis in Distribution of Magnetic Susceptibility in Two California Chronosequences // *Geoderma*/ – 1989. – V. 44, № 4. – P. 287-306.
179. Gallet S., Jahn B., Torii M. Geochemical characterization of the Luochuan loess-paleosol sequence, China, and paleoclimatic implication // *Chemical Geology*. – 1996. – V. 133. – P. 67-88.
180. Kronberg B.I., Nesbitt H.W. Quantification of weathering, soil geochemistry and soil fertility // *Journal of Soil Science*. – 1981. – № 32. – P. 453-459.
181. Maher B.A., Thompson R. Paleorainfall reconstructions from pedogenic magnetic susceptibility variations in the Chinese loesses and paleosols // *Quarter. Res.* – 1995. – Vol. 44. – P. 383-391.
182. Nesbitt H.W., Young G.M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // *Nature*. – 1982. – vol. 299, 5885, – P. 715-717.
183. Reimer P. J., Bard E., Bayliss A., Beck J. W., Blackwell P. G., Bronk Ramsey C., Grootes P. M., Guilderson T. P., Hafliason H., Hajdas I., Hatt C., Heaton T. J., Hoffmann D. L., Hogg A. G., Hughen K. A., Kaiser K. F., Kromer B., Manning S. W., Niu M., Reimer R. W., Richards D. A., Scott E. M., Southon J. R., Staff R. A., Turney C. S. M., & van der Plicht J. 2013. IntCal13 and Marine13 Radiocarbon Age Calibration Curves 0-50,000 Years cal BP // *Radiocarbon*. – 55(4).
184. Mclean E.O. Chemistry of soil aluminium compounds // *Soil Sc. and Plant Anal.* – 1976. – Vol. 7. – P. 619-636.

185. Retallack G.J. Soils of the past an introduction to paleopedology. Oxford: Blackwell. – 2001. – 600 p.
186. Retallack G.J. Soils and global change in the carbon cycle over geological time // Treatise on geochemistry. – 2003. – P. 581-605.
187. Samofalova I. Genetic Characteristics of Braun Forest Soils on the Middle Urals // American Journal of Environmental Protection. – 2015. 4 (3-1). – P. 148-156.
188. Schwertmann U. Occurrence and formation of iron oxides in various pedoenvironment // Iron in soil and clay minerals. – Dordrecht: Reidel. – 1988. – P. 267-308.
189. Zech W., Glaser B., Ni A., Petrov M., Lemzin I. Soils as indicators of the Pleistocene and Holocene landscape evolution in the Alay Range (Kyrgystan). // Quaternary International. – 2000. – 00. – Pp. 147-160.

ПРИЛОЖЕНИЯ

**ПРИЛОЖЕНИЕ 1. Карта растительности заповедника «Басеги»
(Баландин, 2002).**



ПРИЛОЖЕНИЕ 2. Морфологическое описание почв.

ПОЧВЫ ГОРНО-ТУНДРОВОГО ПОЯСА Г. СЕВЕРНЫЙ БАСЕГ.

Разрез № 18.

Дерново-подбур иллювиально-железистый.

Склон южной экспозиции. Уклон – около 45°.

Высота (н.у.м.) – 950 м.

Вершина г. Северный Басег. Пологая площадка. Каменистые россыпи и останцы – участки рельефа в начальной стадии зарастания.

Лишайниковая тундра. Шикша, голубика, ива сизая, ягель, малина, ветреница пермская, можжевельник сибирский, горец змеиный. Отдельные деревья карликовых берез и ели.



Ad (0-6 см) – слаборазложившиеся корни растений и растительный опад.

AУ (6-24 см) – дерновый, серого цвета, включения светлых зерен минералов, отмытых от красящих пленок. Непрочно-комковатая структура, рыхлый, с примесью слаборазложившихся растительных остатков. Переход по цвету и плотности.

ВF (24-41 см) – бурый, рыхлый, мелкоореховатой структуры, суглинистый, имеются глинистые кутаны, включения мелкого щебня.

Разрез № 13.

Петрозем.

Склон южной экспозиции. Уклон – около 45°.

Высота (н.у.м.) – 900-950 м.

Вершина г. Северный Басег. Каменистые россыпи и останцы – участки рельефа в начальной стадии зарастания.

Лишайниковая тундра. Брусника, голубика, черника, водяника, линнея северная, кочим уральский, лишайник листовидный, зверобой продырявленный. Камни покрыты накипным лишайником, мхами.



O (0-15 см) – сухоторфяный горизонт. Хорошо разложившийся торф, состоящий из остатков растений.

R (15-↓ см) – кварцито-песчаник.

Разрез № 14.

Сухоторфяно-литозем.

Склон южной экспозиции. Уклон – около 30°.

Высота (н.у.м.) – 930 м.

Хорошо дренированная платообразная ровная терраса перед резким подъемом на вершину г. Северный Басег.

Кустисто-лишайниковая тундра. Брусника, голубика, черника, водяника, линнея северная, кочим уральский, лишайник листовидный, скерда, марьин корень, купырь лесной.

Ао (0-10 см) – моховой очес.

TJ (10-25 см) – сухоторфяный горизонт. Полуразложившийся торф.

R (25-↓ см) – кварцито-песчаник.

ПОЧВЫ ПОДГОЛЬЦОВОГО (СУБАЛЬПИЙСКОГО) ПОЯСА Г. СЕВЕРНЫЙ БАСЕГ.

ПОДПОЯС – СУБАЛЬПИЙСКИЕ ЛУГА И КРИВОЛЕСЬЕ.

Разрез № 8.

Бурозем ожелезненный.

Склон южной экспозиции. Уклон – около 25°.

Высота (н.у.м.) – 800 м.

Небольшая ложбина в верхней части склона г. Северный Басег.

Небольшая луговина среди березового криволесья горлецового. Береза, рябина. Борщевик сибирский, кипрей, вейник, бодяк разнолистный, дудник лесной, чемерица Лобеля, горец альпийский, горец змеиный, очиток пурпурный.

Ad (0-5 см) – разложившаяся дернина.

AУ1 (5-18 см) – буровато-серый, много корней растений, сырой, мелкоореховатая структура, очень много мелкого и среднего размера щебня, плотный, переход ясный.

AУ2 (18-30 см) – бурого цвета. Плотный, комковатая структура.

ВМf (30-60 см) – светло-бурый, единичные корни растений, много крупного и мелкого щебня, встречаются пятна окислов железа.

С (60-↓ см) – бурая глина.

Разрез № 30.

Бурозем серогумусовый грубогумусированный.

Склон южной экспозиции. Уклон – около 30°.

Высота (н.у.м.) – 794 м.

Дренированный крутой участок в верхней части склона горы.

Березовое криволесье чернично-зеленомошное. Карликовая береза, рябина, кедр, ель, шикша, голубика, горец змеиный, мох, лишайники.

Ао (0-6 см) – лесной опад.

Нао (6-13 см) – темно-коричневый, грубогумусовый, много корней, щебня мало, рыхлый, мажущая структура, свежий.

AУ1 (13-23 см) – темно-коричневый, с щебнем диаметром 2-5 см, комковатая структура, рыхлый, свежий, переход по цвету.

AУ2 (23-32 см) – темно-коричневый.

ВМ (32-50 см) – бурый, включения щебня диаметром более 5 см, бесструктурный, переход по плотности, свежий, рыхлый.

С (50-75 см) – бурая глина, включения щебня диаметром 2-5 см и более. Свежий. Рыхлый. Бесструктурный.

Разрез № 7.

Литозем серогумусовый ожелезненный.

Склон южной экспозиции. Уклон – около 15°.

Высота (н.у.м.) – 760 м.

Умеренно дренированный выровненный участок в средней части склона горы.

Березовое криволесье крупнопоротниковое. Рябина, береза, пихта, красная смородина, малина. Папоротник, кипрей, горец змеиный, купырь лесной, тмин обыкновенный, сныть обыкновенная, дудник лесной. Осока коричневатая образует небольшие кочки. В напочвенном покрове – мох.

Ad (0-5 см) – полуразложившаяся дернина.

AУf (5-13 см) – бурый. Сырой. Непрочная мелкоореховатая структура. Встречаются охристые пятна окислов железа и очень мелкие черные пятна (возможно разложившиеся органические остатки, либо гумус). Встречаются друзы минералов (горный хрусталь).
Переход ясный.

С (13-↓ см) – бурая глина.

Разрез № 31.

Глеезем ожелезненный.

Склон южной экспозиции. Уклон – около 15°.

Высота (н.у.м.) – 755 м.

Верхняя часть склона горы. Площадка перед вершиной (терраса). Мезорельеф очень неровный, много отдельно лежащих камней и скоплений курумника. Почва находится в условиях периодически застойного переувлажнения.

Березовое криволесье крупнопоротниковое. Рябина, береза, малина, папоротник, горец альпийский, брусника, разнотравье.



Ао (0-6 см) – полуразложившаяся дернина.

О (6-9 см) – подстильно-торфяной. Черно-серый. Грубогумусовый материал. Включения серых плиток сланца диаметром более 10 см.

G (9-22 см) – в сухом состоянии пепельного цвета. Наиболее светлый горизонт в профиле. Включения корней. Плотный. Бесструктурный. Тяжелый суглинок.

С-Gf (22-33 см) – светло-бурый. Свежий. Мелкоореховатая структура. Очень плотный. Включения щебня диаметром менее 5 см. Включения корней. Тяжелый суглинок. Почва подстилается большими плитами кварцито-песчаника.

Разрез № 6.

Серогумусовая элювирующая.

Склон южной экспозиции. Уклон – около 20°.

Высота (н.у.м.) – 750 м.

Умеренно дренированный покатый участок в средней части склона горы.

Березовое криволесье горлецовое. Рябина, пихта, красная смородина. Кипрей, смолевка-хлопушка, манжетка обыкновенная, бодяк разнолистный, вейник, горец змеиный, горец альпийский, звездчатка, герань луговая.

Ad (0-7 см) – дернина плотная, слабо разложившаяся.

AУ (7-29 см) – бурый. Много корней растений. Сырой. Мелкозернистая структура. Очень много мелкого щебня, редко встречается крупный. Переход заметный по плотности сложения.

AУel (29-50 см) – светло-бурый, но светлее, чем вышележащий и более влажный. Сырой. Мелкозернистая структура. Встречается крупный щебень. Переход ясный.

С (50-↓ см) – бурая глина.

Разрез № 5.

Серогумусовая глинисто-иллювирированная.

Склон южной экспозиции. Уклон – около 20°.

Высота (н.у.м.) – 700 м.

Умеренно дренированный покатый участок в средней части склона горы.

Щучково-разнотравный луг среди криволесья. Много рябины, черемуха, береза, осина, ель, малина. Аконит, бодяк разнолистный, горчак, кипрей, смолевка-хлопушка, папоротник, вейник наземный, борщевик сибирский, герань луговая, колокольчик скученный, вероника длиннолистная, сныть обыкновенная, горец змеиный, горец альпийский. В напочвенном покрове – мох.

Ad (0-6 см) – хорошо разложившаяся дернина.

AУ (6-11 см) – темно-бурый. Сплошь пронизан корнями растений. Влажный. Структура мелкозернистая. Среднесуглинистый. Встречается мелкий щебень. Переход заметный по окраске и плотности сложения.

AУi (11-29 см) – бурый. Густо пронизан корнями. Влажный. Щебня много (от мелкого до крупного). Структура мелкоореховатая. Переход ясный.

AУ (29-49 см) – бурый. Сырой. Плотный. Щебня много, разного размера. Встречаются единичные корни растений. Тяжелосуглинистый.

С (49-56 см) – крупные плитки сланцев с небольшим количеством мелкозема.

Разрез № 32.

Бурозем ожелезненный.

Склон южной экспозиции. Уклон – около 20°.

Высота (н.у.м.) – 655 м.

Дренированный редколесный покатый участок в средней части склона горы.

Березовое криволесье крупнопоротниковое с куртинами лугов. Береза пушистая, рябина обыкновенная, пихта, малина, шиповник, дрёма белая, папоротник, иван-чай, горец.



Ad (0-5 см) – полуразложившаяся дернина.

AУ1 (5-9 см) – серогумусовый. Пронизан корнями. Включения мелкого щебня. Структура комковато-ореховатая. Свежий. Плотноватый.

AY2 (9-22 см) – буровато-коричневый. Много корней. Включения мелкого щебня диаметром более 10 см. Структура комковато-ореховатая. Уплотненный. Переход по плотности.

AYf (22-37 см) – бурый. Щебень диаметром менее 1 см, 3-5 см. Рыхлый. Комковатая структура. Ходы червей. Поры. Много корней. Ржавые пятна.

BM (37-58 см) – бурый. Свежий. Много щебня. Единично встречаются корни. Структура комковато-ореховатая. Внутри агрегатов включения серого щебня диаметром менее 1 см. Уплотненный.

C (58-68 см) – обломки сланцев с мелкоземом бурого цвета.

Разрез № 29.

Серогумусовая метаморфизированная.

Склон южной экспозиции. Уклон – около 7°.

Высота (н.у.м.) – 613 м.

Нижняя часть склона горы.

Куртина луга среди березового криволесья горлецового. Ель, ива, береза, рябина, горец змеиный, звербой, тысячелистник, лютик, щавель, клевер, черемица, манжетка, мышинный горошек.

Ad (0-3 см) – полуразложившаяся дернина.

AY (3-8 см) – темно-серый. Пронизан корнями растений. Рыхлый. Включения щебня диаметром менее 5 см. Бесструктурный. Легкий суглинок.

AYel (8-18 см) – светло-серый. Наличие корней. Включения щебня диаметром менее 10 см. Свежий. Плотный. Структура мелкозернистая. Средний суглинок.

AYm (18-74 см) – темно-бурый. Наличие щебня диаметром менее 10 см. Наличие корней. Свежий. Плотный. Мелкозернистая структура. Средний суглинок.

C (74-↓ см) – буровато-коричневый. Щебнистый.

Разрез № 28.

Серогумусовая метаморфизированная.

Склон южной экспозиции. Уклон – около 7°.

Высота (н.у.м.) – 607 м.

Нижняя часть склона горы.

Полевице-разнотравный луг. Люпин, борщевик, мышинный горошек, пырей ползучий, хвощ полевой, осока.



Ad (0-4 см) – полуразложившаяся дернина.

AY (4-13 см) – серовато-коричневый. Пронизан корнями растений. Рыхлый, бесструктурный, единичные ходы червей. Щебень диаметром менее 1 см.

AYel (13-18 см) – буровато-серый. Свежий, плотный, структура мелкозернистая. Встречаются мелкий щебень. Единичные корни. Легкий суглинок. Переход по цвету.

AYm (18-33 см) – буровато-коричневый. Свежий. Структура ореховато-комковатая, уплотненный. Щебень диаметром более 1 см. Тяжелый суглинок. Переход по плотности.

С (33-45 см) – коричневый, плотный, много щебня диаметром более 10 см, свежий, структура комковато-ореховатая, единичные корни, средний суглинок.

Разрез № 27.

Бурозем глееватый ожелезненный.

Склон южной экспозиции. Уклон – около 5°.

Высота (н.у.м.) – 590 м.

Нижняя часть склона горы.

Березово-пихтовый аконитовый лес. Ель, пихта, береза, рябина, малина, аконит, вейник, лютик, хвощ, купырь, звездчатка, мох.



Ad (0-4 см) – полуразложившаяся дернина.

AУf (4-12 см) – сизовато-серый. Пронизан корнями растений. Ржавчина. Комковатая структура. Переход по структуре.

AУg (12-26 см) – сизовато-серый. Корней мало. Встречается щебень. Сырой. Бесструктурный. Переход по цвету.

ВМg (26-57 см) – темно-бурый. Бесструктурный. Включения щебня. Переход по плотности.

Сf,g (57-67 см) – желто-бурая окраска с сизыми вкраплениями. Бесструктурный. Включения щебня и обломков породы. Сырой. Ржавые пятна.

Разрез № 1.

Серогумусовая ожелезненная.

Склон южной экспозиции. Уклон – около 3-5°.

Высота (н.у.м.) – 570 м.

Нижняя часть склона горы.

Зверобойно-разнотравный луг. Встречается береза (редко, невысокая), кустики ивы. Смолевка-хлопушка, зверобой продырявленный, герань луговая, горец альпийский, манжетка обыкновенная, кипрей, льнянка обыкновенная, борщевик сибирский, вероника длиннолистная, звездчатка, дудник лесной, купырь лесной, чемерица Лобеля, гравилат речной, очиток пурпурный, колокольчик.

Ad (0-2 см) – слаборазложившаяся дернина.

AУ1 (2-13 см) – темно-бурый. Сплошь пронизан корнями растений. Влажный. Мелкозернистый. Среднесуглинистый. Встречается мелкий щебень. Переход заметный по плотности сложения.

AУ2 (13-34 см) – бурый. Корней растений еще много. Щебня больше, чем в вышележащем горизонте, он крупнее 2 см. Тяжелосуглинистый. Структура зернистая (больше порошистая).

AУ3 (34-42 см) – коричневый. Встречаются корни растений и древесных пород. Щебень от мелкого до крупного. Тяжелосуглинистый.

AJ (42-47 см) – светло-коричневый. Очень щебнистый, щебень мелкий (до 1 см). Плотнее и влажнее, чем вышележащий. Структура призматическая.

Сf (47-66 см) – обломки породы вперемежку со светло-коричневой глиной. Мелкозем сырой, тяжелосуглинистый. Встречаются ржавые пятна окислов железа.

ПОДПОЯС – ПАРКОВОЕ РЕДКОЛЕСЬЕ.

Разрез № 17.

Бурозем серогумусовый метаморфизированный.

Склон восточной экспозиции. Уклон – около 3-5°.

Высота (н.у.м.) – 590 м.

Нижняя часть склона горы.

Пихтово-еловый крупнопоротниковый лес. Ель, рябина, пихта, береза пушистая, борец, папоротник, кочедыжник женский, черемица, бодяг.

Ad (0-4 см) – полуразложившаяся дернина.

AУ (4-13 см) – буровато-коричневый, свежий, комковатая структура, рыхлый. Много корней. Легкий суглинок.

AУm (13-23 см) – коричнево-бурый, уплотненный, свежий, выражена слабая слоистость. Структура ореховатая. Много обломков породы, щебень диаметром 5-10 см. Есть корни.

ВМ1 (23-32 см) – бурый, свежий, уплотненный. Много щебня диаметром 3-5 см. Легкий суглинок.

ВМ2 (32-46 см) – бурый, свежий, плотный, структура неясно-плитчато-ореховатая. Единичные корни. Средний суглинок.

С (46-56 см) – бурый, свежий, плотный, обломки породы диаметром более 10 см. Средний суглинок.

Разрез № 21.

Бурозем элювиированный.

Склон западной экспозиции. Уклон – около 3-5°.

Высота (н.у.м.) – 590 м.

Нижняя часть склона горы.

Пихтово-еловый аконитовый лес. Ель, рябина, дрема белая, береза, люпин, малина, осина, хвощ, папоротник, сфагнум.

Ad (0-7 см) – полуразложившаяся дернина.

AУel (7-13 см) – светло-серый. Комковатая структура. Много корней. Рыхлый. Есть щебень диаметром более 5 см и менее 1 см. свежий. Легкий суглинок.

AУ (13-21 см) – бурый. Свежий. Корни по всему горизонту. Есть камни. Структура ореховато-комковатая. Щебень диаметром менее 1 см и более 5. Легкий суглинок.

ВМ (21-41 см) – бурый. Щебень диаметром более 5 см. свежий. Мало корней. Структура комковато-ореховатая. Средний суглинок.

С (41-↓ см) – обломки породы попеременно с глиной.

Разрез № 16.

Бурозем грубогумусовый элювиированный.

Склон восточной экспозиции. Уклон – около 3-5°.

Высота (н.у.м.) – 580 м.

Нижняя часть склона горы.

Пихтово-еловый аконитовый лес. Ель, пихта, рябина, малина, аконит, незабудка, папоротник.



АО (0-15 см) – грубогумусовый горизонт темно-бурого цвета. Состоит из органического материала с примесью мелкозема. Влажный, рыхлый, мелкозернистая структура. Корней много, включения щебня. Средний суглинок.

АУel (15-30 см) – светло-бурый, влажный, уплотненный, мелкозернистая структура. Включения щебня. Тяжелый суглинок.

ВМ1 (30-39 см) – бурый, влажный, плотный, комковатая структура. Корней нет, включения, переход заметный.

ВМ2 (39-54 см) – светло-бурый (охристый), влажный, плотный, структура ореховатая. Корней нет. Включения больших камней. Глина.

С (54-↓ см) – обломки породы вперемежку с глиной.

Разрез № 15.

Бурозем серогумусовый глинисто-илувиированный.

Склон восточной экспозиции. Уклон – около 5°.

Высота (н.у.м.) – 577 м.

Нижняя часть склона горы.

Пихтово-еловый аконитовый лес. Ель, береза, рябина, папоротник, аконит, вейник, купырь, малина, смородина, кислица, звездчатка.

Ad (0-4 см) – полуразложившаяся дернина.

АУ (4-10 см) – темно-серый, пронизан корнями, сухой. Комковатая структура. Переход ясный.

ВМ (10-21 см) – бурый, влажный, наличие мелкого щебня, встречаются корни, бесструктурный, переход заметный по цвету.

ВМи (21-43 см) – более плотный, наличие мелкого щебня, бесструктурный, влажный, встречаются корни, переход по плотности.

С (43-70 см) – обломки породы вперемежку со светло-бурой глиной.

Разрез № 20.

Бурозем серогумусовый темнопрофильный.

Склон западной экспозиции. Уклон – около 3°.

Высота (н.у.м.) – 575 м.

Нижняя часть склона горы.

Пихтово-еловый аконитовый лес. Ель, береза, рябина, папоротник, аконит, вейник, купырь, малина, смородина, кислица, звездчатка.

Ad (0-2 см) – полуразложившаяся дернина.

АУ (2-13 см) – серовато-черный, структура мелкозернистая, влажноватый, очень рыхлый, мягкий, много корней. Переход постепенный. Супесь.

ВМу (13-20 см) – темно-коричневый, свежий, уплотненный. Включения щебня. Корни есть. Переход ярко выражен. Легкий суглинок.

ВМ (20-37 см) – бурый, свежий, плотный, мелкозернистая структура. Включения щебня. Средний суглинок

С (37-↓ см) – обломки породы вперемежку со светло-бурой глиной.

Разрез № 19.

Бурозем серогумусовый элювиированный.

Склон западной экспозиции. Уклон – около 5°.

Высота (н.у.м.) – 565 м.

Нижняя часть склона горы.

Пихтово-еловый крупнопоротниковый лес. Ель, пихта, рябина, единично береза, малина, смородина, рябина, майник двулистный, кислица, гравилат лесной, вейник, мох.



Ad (0-6 см) – полуразложившаяся дернина.

AУ (6-15 см) – темно-коричневый, граница сверху и снизу неровная. Пронизан корнями. Структура непрочо ореховатая, переход по цвету и плотности.

VMel (15-30 см) – бурый, свежий, щебнистый (от мелкого до камней). Единичные корни, структура непрочо ореховатая, переход по плотности.

VM (30-72 см) – бурый. Крупный щебень. Структура непрочо ореховатая. Переход по плотности.

С (72-82 см) – обломки породы вперемежку с бурой глиной.

Разрез № 22.

Бурозем серогумусовый элювиированный.

Склон западной экспозиции. Уклон – около 3°.

Высота (н.у.м.) – 557 м.

Нижняя часть склона горы.

Пихтово-еловый аконитовый лес. Ельник, единичные березы, аконит, купырь, ель, рябина.

Ad (0-7 см) – полуразложившаяся дернина.

AУ (7-18 см) – темно-коричневый, легкий суглинок. Свежий. Структура мелкозернистая. Рыхлый. Корней много. Единично встречается щебень. Переход по плотности.

VMel (18-32 см) – серовато-коричневатый. Включения крупного щебня. Влажноватый. Корни есть. Мелкий щебень. Структура неясно-плитчато-ореховатая. Плотный. Средний суглинок.

VM (32-50 см) – светло-коричневый. Щебнистый. Включения крупного камня. Плотный. Структура неясно-плитчато-ореховатая. Средний суглинок.

Разрез № 23.

Перегнойно-глеевая грубогумусированная ожелезненная.

Склон западной экспозиции. Уклон – около 3°.

Высота (н.у.м.) – 519 м.

Нижняя часть склона горы.

Ельник хвощево-сфагновый. Ель, береза, рябина, хвощ полевой, голубика, чемерица Лобеля, орхидея, сфагнум.

Ао (0-9 см) – моховый очес.

Нг (9-19 см) – перегнойный. Серовато-сизый, рыхлый, много корней. Переход по цвету и структуре. Бесструктурный.

Gf (19-39 см) – сизый, плотный, бесструктурный. Включения железа, щебня. Много корней. Переход по цвету.

G (39-63 см) – сизый, структура творожистая, плотный, влажный, переход по плотности и структуре.

C-G (63-97 см) – светло-бурый с сизоватыми пятнами, плотный, творожистая структура, неясно-ореховатая. Щебень.

Разрез № 24.

Глеезем грубогумусированный.

Склон западной экспозиции. Уклон – около 5°.

Высота (н.у.м.) – 518 м.

Нижняя часть склона горы.

Ельник хвощево-сфагновый. Ельник засфагнен и заболочен, ель, кедр, рябина, морошка, клюква, ежевика, голубика, сфагнум.



Ао (0-7 см) – моховый очес.

Оао (7-16 см) – темно-серый, рыхлый, полуразложившийся, бесструктурный, сырой, остатки сфагнума.

Gf (16-36 см) – сизовато-серый, глеевый, включения камней, наличие корней, бесструктурный, влажноватый, плотный, включения железа.

C-G (36-58 см) – неоднородная окраска, затеки сизого в бурый, переходный горизонт, корневищные ходы, очень плотный, бесструктурный, влажный.

Cg (58-70 см) – светло-бурый, глина, сырой, наличие камней, бесструктурный, очень плотный.

Разрез № 25.

Торфяная олиготрофная глеевая иловато-торфяная.

Склон западной экспозиции. Уклон – около 3°.

Высота (н.у.м.) – 517 м.

Слабо дренированный плоский участок в нижней части склона горы, краевая зона болота

Березняк заболоченный. Береза пушистая, кедр, марьянник луговой, пушица, голубика, подлес многолистный, клюква, морошка, орхидея, мох зеленый, сфагнум.



Ао (0-7 см) – моховый очес.

ТО (7-26 см) – сфагновый торф. Сырой. Присутствуют слаборазложившиеся остатки мхов, бесструктурный, с черно-коричневым мелкоземом.

Т (26-48 см) – торфянистый горизонт с органическим материалом буровато-черного цвета, сочится вода, более разложившийся по сравнению с ТО.

Тmg (48-55 см) – темно-серый, с грубым органическим материалом. Влажный, вода не сочится, уплотненный, корни есть, горизонт с оглеением.

G (55-↓ см) – глеевый горизонт, бесструктурный, сизый, включения камней, обломки породы, плотный, глинистый.

Разрез № 9.

Бурозем элювируванный.

Склон северной экспозиции. Уклон – около 3°.

Высота (н.у.м.) – 430 м.

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. Ель, береза, рябина, малина. Папоротник, хвощ, заячья кислинка, дудник лесной. В напочвенном покрове густой мох.

Ad (0-5 см) – хорошо разложившаяся дернина.

AУ (5-10 см) – темно-бурый. Пронизан корнями растений. Сырой. Мелко комковатая структура. Гумусовый горизонт языковатый. Переход заметный.

ВМ1 (10-17 см) – бурый. Корней растений еще много. Неравномерно окрашенный. Сырой. Мелкоореховатый.

ВМ2 (17-32 см) – светло-бурый. Корней много, корни древесных пород. Ореховатый. Быстро заполняется водой. Переход заметный.

ВMe1 (32-70 см) – более светлый. Плотный. Быстро заполняется водой.

С (70-↓ см) – глина бурого цвета.

Разрез № 10.

Бурозем элювируванный.

Склон северной экспозиции. Уклон – около 3°.

Высота (н.у.м.) – 400 м.

В 2 км от р. Усьва. Выровненный участок на пологом склоне в нижней части склона горы. Грунтовые воды с глубины 100 см.

Ельник кислично-мелкопапоротниковый. Ель, береза, рябина, малина. Папоротник, хвощ, заячья кислинка, майник двулистный, дудник лесной. В напочвенном покрове густой мох.

Ad (0-4 см) – хорошо разложившаяся дернина.

АО (4-8 см) – темно-бурый. Пронизан корнями растений. Влажный. Мелкоореховатый. Переход ясный по цвету и плотности.
АУ (8-21 см) – бурый. Сырой. Ореховатый. Более плотный. Переход ясный.
АУel (21-41 см) – более светлый, равномерно окрашенный. Плотный. Ореховатый.
ВМel (41-60 см) – светло-бурый, почти палевый. Плотный. Сырой.
ВМ (60-104 см) – бурый. Заливается водой. Структура призматическая. Менее плотный.
С (104-↓ см) – глина бурого цвета.

Разрез № 26.

Бурозем глинисто-иллювирированный.

Склон северной экспозиции. Уклон – около 3°.

Высота (н.у.м.) – 315 м.

В 300 м от р. Усьва. Дренированная плоская поверхность в подножии горы.

Березняк таволго-разнотравный. Береза, осина, малина, папоротник, таволга, хвощ, седмичник, аллакучник трехраздельный.



Ао (0-5 см) – лиственный опад, остатки растений, мхов.

АУ (5-22 см) – коричневатый. Есть корни, ореховато-комковатая структура, уплотненно-рыхлый, средний суглинок.

ВМ1 (22-33 см) – буровато-коричневый, включения древесного угля, структура плитчато-неясно-комковатая, плотный, большие куски породы, переход по цвету, плотности.

ВМ2 (33-57 см) – буровато-коричневый, плотный, структура неясно-плитчато-ореховатая, лакировка на поверхности, переход по плотности.

ВМi (57-67 см) – буровато-коричневый, рыхлый, бесструктурный, единичные корни, глина, сухой.

ПОЧВЫ ГОРНО-ЛЕСНОГО ПОЯСА ДОЛИНЫ Р. МАЛЫЙ БАСЕГ.

Разрез № 41.

Литозем серогумусовый ожелезненный потечно-гумусовый.

Уклон – около 3°.

Высота (н.у.м.) – 396 м.

Восточное направление. Правый берег притока р. Малый Басег. Дренированный участок пологого склона на юго-запад к притоку р. Малый Басег.

Березово-еловый таволговый (приручьевый лес). Береза, осина, ель, рябина, осока, голубика, костяника.



Ао (0-5 см) – лесная подстилка.

АУ (5-16 см) – серый, структура мелкозернистая, очень рыхлый, встречается щебень среднего размера, пронизан большим количеством корней, переход ясный по плотности.

Сf,hi (16-35 см) – буро-серый, свежий, плотный, встречается щебень среднего и крупного размера, много корней, включения ржавчины.

Разрез № 40.

Бурозем грубогумусовый.

Уклон – около 3°.

Высота (н.у.м.) – 383 м.

Восточное направление. Правый берег притока р. Малый Басег. Дренажный участок пологого склона на юго-запад к притоку р. Малый Басег.

Березово-еловый таволговый (приречье-еловый лес). Береза, осина, встречается ель, малина, осока, звездчатка, иван-чай, напочвенный покров-мох.



Ао (0-2 см) – лесная подстилка.

АOh (2-13 см) – темно-коричневый, свежий, с грубым органическим материалом. Бесструктурный, пронизан корнями растений, много мелкого щебня, рыхлый, переход ясный по плотности, неровный по цвету.

ВМ (13-40 см) – желто-бурый, граница между горизонтами неровная, языковатая. Свежий, бесструктурный, много щебня мелкого и среднего, единичные корни, переход в материнскую породу.

С (40-↓ см) – глина бурого цвета.

Разрез № 39.

Бурозем перегнойный ожелезненный.

Уклон – около 3°.

Высота (н.у.м.) – 374 м.

Восточное направление. Правый берег притока р. Малый Басег. Дренажный участок пологого склона на юго-запад к притоку р. Малый Басег

Березово-еловый таволговый (приручьевый лес). Береза, ель, пихта, шиповник, иван-чай, герань луговая, хвощ, дудник.



А_o (0-2 см) – лесная подстилка.

А_{Oh} (2-6 см) – черный, свежий, зернистая структура, рыхлый, пронизан корнями, переход ясный по цвету.

А_{У1} (6-14 см) – серый, влажный, зернистая структура, рыхлый, пронизан корнями, переход постепенный по плотности.

А_{У2} (14-23 см) – светло-серый, влажный, плотный, единичные корни, переход постепенный по плотности.

В_{Mf} (23-40 см) – серый, влажный, структура комковатая, очень плотный, средний и крупный щебень с затеками железа.

С (40-↓ см) – глина бурого цвета.

Разрез № 38.

Бурозем серогумусовый элювируемый.

Уклон – около 3°.

Высота (н.у.м.) – 373 м.

Восточное направление. Правый берег притока р. Малый Басег. Дренажный участок пологого склона на юго-запад к притоку р. Малый Басег.

Березово-еловый таволговый (приручьевый лес). Береза, встречается ель, рябина, шиповник, осина, малина, иван-чай, осока, звездчатка.



Ао (0-7 см) – лесная подстилка.

АУі (7-19 см) – коричневый, свежий, мелкозернистая, очень рыхлый, встречается средний и крупный щебень, переход по цвету и плотности.

ВМ (19-30 см) – бурый, свежий, структура зернистая, плотный, единичные корни, переход постепенный по плотности.

ВМel (30-57 см) – светло-бурый, свежий, очень плотный, очень много щебня.

ВМf (23-40 см) – влажный, серый, структура комковатая, очень плотный, средний и крупный щебень с затеками железа.

С (57-↓ см) – глина бурого цвета, вперемежку с плитками сланцев.

Разрез № 44.

Литозем серогумусовый потечно-гумусовый.

Уклон – около 3°.

Высота (н.у.м.) – 364 м.

Западное направление. Левый берег притока р. Малый Басег. Дренированный участок пологого склона на юго-восток к притоку р. Малый Басег

Ельник черничник-зеленомошник. Ель, береза, осина, травы почти нет. Встречается осока, звездчатка, голубика.



Ао (0-6 см) – лесная подстилка.

АУhi (6-15 см) – светло-бурый, влажный, рыхлый, много корней, щебень от мелкого до среднего, гумусовые затеки, переход четкий по цвету и плотности.

Chi (15-30 см) – коричневый, влажный, плотный, корни растений, много щебня от среднего до крупного, гумусовые затеки.

Разрез № 45.

Литозем грубогумусовый ожелезненный.

Уклон – около 3°.

Высота (н.у.м.) – 363 м.

Западное направление. Левый берег притока р. Малый Басег. Дренированный участок пологого склона на юго-восток к притоку р. Малый Басег.

Ельник черничник-зеленомошник. Березовый лес, ели, шиповник, малина, папоротник, осока, костяника, звездчатка.



Ао (0-5 см) – лесная подстилка.

АО (5-13 см) – почти черный окрас, влажный, рыхлый, корни растений, мелкий щебень, включения подстилающей породы, переход четкий по цвету и плотности.

Сf (13-35 см) – серый окрас, влажный, плотный, много корней растений, много щебня от среднего до крупного, включения пластинок сланца, включения пятен железа.

D (35-49 см) – пластинки сланца, немного мелкозема между породой.

Разрез № 37.

Бурозем ожелезненный.

Уклон – около 3°.

Высота (н.у.м.) – 353 м.

Восточное направление. Правый берег притока р. Малый Басег. Дренажный участок пологого склона на юго-запад к притоку р. Малый Басег

Березово-еловый таволговый (приручьевый) лес. Лес: преобладает ель, береза, заросли шиповника, малина, ива. Травостой густой. Напочвенный покров – мох.



Ао (0-3 см) – лесная подстилка.

АН (3-5 см) – почти черный, влажный, тяжелосуглинистая, мелкозернистая, рыхлый, много корней, переход по цвету и плотности.

АУ (5-20 см) – серый, влажный, тяжелосуглинистая, уплотненный, единичные корни, встречается мелкий и средний щебень, переход по цвету.

ВМf (20-31 см) – буро-серый, свежий, тяжелосуглинистая, призматическая, щебень с железистыми потеками, единичные корни, переход по плотности.

ВМ (31-58 см) – светло-бурый, свежий, тяжелосуглинистая, комковатая, плотный, встречается средний и крупный щебень.

С (58-70 см) – глина бурого цвета.

Разрез № 43.

Бурозем ожелезненный.

Уклон – около 3°.

Высота (н.у.м.) – 352 м.

Западное направление. Левый берег притока р. Малый Басег. Дренажный участок пологого склона на юго-восток к притоку р. Малый Басег.

Ельник кислично-мелкопапоротниковый. Береза, ель, смородина, малина, шиповник, папоротник, осока, майник двулистный. Заячья капуста, копытень. Напочвенный покров – мох.



Ао (0-5 см) – лесная подстилка.

АУ (5-21 см) – серый, очень рыхлый, пронизан корнями растений, переход постепенный по плотности.

АУf (21-38 см) – светло-серый, рыхлый, мелкий щебень с потеками железа, горизонт пронизан корнями, переход заметный по плотности.

ВМf (38-76 см) – окраска от светло- до темно-бурой, влажный, очень плотный, много корней, щебень среднего и крупного размера, вкрапления железа.

С (76-↓ см) – глина бурого цвета.

Разрез № 35.

Бурозем глееватый ожелезненный.

Уклон – около 3°.

Высота (н.у.м.) – 347 м.

Восточное направление. Правый берег притока р. Малый Басег. Дренажный участок пологого склона на юго-запад к притоку р. Малый Басег.

Луговина среди березово-елового таволгового (приручьего леса). Береза, ель, травостой густой, высотой 1,0-1,5 м, иван-чай, кусты малины, хвощ, незабудка, кусты шиповника, напочвенный покров – мох.

Ао (0-4 см) – лесная подстилка.

АН (4-14 см) – темно-серый, влажный, рыхлый, много корней, мелкий щебень, переход постепенный по плотности.

АУ (14-20 см) – серый, сырой, уплотненный, бесструктурный, щебень среднего размера, пронизан корнями, переход по цвету.

АУg (20-31 см) – светло-серый, сырой, рыхлый, щебнистый, единичные корни, переход по цвету, начинает сочиться вода.

ВМg (31-44 см) – бурый, сырой, очень плотный, переход постепенный по цвету.

BMf (44-60 см) – светло-бурый, сырой, плотный, ожелезненность по всему горизонту, много мелкогo.

Разрез № 36.

Бурозем серогумусовый элювируванный глееватый.

Уклон – около 3°.

Высота (н.у.м.) – 347 м.

Восточное направление. Правый берег притока р. Малый Басег. Дренируванный участок пологого склона на юго-запад к притоку р. Малый Басег.

Луговина среди березово-елового таволгового (приручьевого леса). Луговина среди леса, преобладает береза, встречаются ели, заросли иван-чая и кипрея, шиповника, смородины, малины. Осока, герань луговая, крапива, звездчатка.



Ао (0-3 см) – лесная подстилка.

АНао (3-6 см) – серо-черный, свежий, рыхлый, гумусовый горизонт пронизан корнями растений, переход ясный по цвету.

АУel (6-20 см) – серый, влажный, плотный, встречается мелкий и средний щебень, многочисленные корни, переход постепенный по плотности.

BM1 (20-31 см) – буровато-серый, влажный, плотный, структура комковатая, встречаются единичные корни, щебень среднего размера.

BM2 (31-58 см) – светло-бурый, влажный, очень плотный, много щебня мелкого и среднего размера, переход ясный по цвету.

Cg,f (58-80 см) – сизого цвета, сырой, очень плотный, слоистый, состоит из наносов щебня, щебень с железистыми затеками.

Разрез № 34.

Бурозем серогумусовый ожелезненный глееватый.

Уклон – около 3°.

Высота (н.у.м.) – 346 м.

Восточное направление. Правый берег притока р. Малый Басег. Дренируванный участок пологого склона на юго-запад к притоку р. Малый Басег.

Березняк таволго-разнотравный (приручьевого). Береза (невысокая), кусты ивы, смородины, малины, таволга, крапива, купырь, дудник, осока (кочки), иван-чай. Напочвенный покров-мох.



Ао (0-3 см) – лесная подстилка.

АН (7-16 см) – почти черный, влажный, рыхлый, тяжелосуглинистый, встречается много крупного щебня, много корней, переход по цвету четкий.

АУf,m (16-37 см) – темно-серый, сырой, уплотнен, встречается мелкий щебень, единичные корни, много пятен оржавления переход по плотности.

АУf (37-45 см) – светло-серый, влажный, очень плотный, очень щебнистый, встречается крупный щебень, железистые пятна, боковой сток.

ВМ (45-67 см) – светло-бурый, влажный, тяжелосуглинистый.

ВМg (67-100 см) – светло-бурый, влажный, тяжелосуглинистый, очень плотный, щебнистый, встречаются мелкие темные пятна, переход постепенный по цвету.

Сg (100-↓ см) – глина бурого цвета, грунтовые воды.

Разрез № 42.

Литозем серогумусовый ожелезненный.

Уклон – около 3°.

Высота (н.у.м.) – 345 м.

Западное направление. Правый берег притока р. Малый Басег. Дренажный участок пологого склона на юго-восток к притоку р. Малый Басег.

Ельник кислично-мелкопапоротниковый. Ель, береза, осина, смородина, малина, папоротник, осока, майник двулистный, заячья капуста, копытень. Напочвенный покров – мох.



Ао (0-2 см) – лесная подстилка.

АУ1f (2-6 см) – темно-серый, очень рыхлый, пронизан корнями растений, мелкий щебень с железистыми пятнами, переход постепенный по плотности.

АУ2f (6-20 см) – серый, влажный, рыхлый, много щебня от мелкого до среднего с железистыми пятнами, единичные корни, переход заметный по плотности.

Cf (20-30 см) – светло-серый, влажный, очень плотный, бесструктурный, много щебня от мелкого до крупного с вкраплениями железа, встречаются корни.

Разрез № 33.

Аллювиальная гумусовая глеевая элювированная ожелезненная оруденелая.

Уклон – около 3°.

Высота (н.у.м.) – 344 м.

Восточное направление. Правый берег притока р. Малый Басег. Слабо дренированное участок приручьевого понижения на юго-запад к притоку р. Малый Басег Со 100 см грунтовая вода.

Березняк таволго-разнотравный (приручьевый). Ива, ель, рябина, осина, береза, кусты смородины, малины, таволга, дудник, герань лесная, осока, иван-чай, звездчатка, крапива. Травостой густой, 1-1,5м. Очень много древесных остатков (ветви).



Ао (0-3 см) – лесная подстилка. Встречается щебень среднего размера, диаметром 1-3 см.

АУel,f (3-28 см) – бурый с рыжими пятнами оржавления, очень плотный. Щебнистый.

Пронизан корнями растений, переход заметный по плотности.

АУf (28-52 см) – бурый, с ржавыми пятнами, менее плотный чем гор. А, слоистый, более светлые слои чередуются со слоями оржавления. Щебнистый, но щебень мелкий.

Встречаются единичные корни растений. Переход заметный по плотности.

Gfn (52-69 см) – однородной бурой окраски, мелкощебнистый, встречаются единичные корни растений, сырой.

Gox (69-93 см) – ржавый, щебнистый, сырой, более плотный, переход ясный по окраске.

C-G (93-102 см) – глеевый, с пятнами оржавления, более плотный, начинают проступать грунтовые воды.

ПРИЛОЖЕНИЕ 3. Содержание и профильное распределение щебня в почвах хребта Басеги.

№ разреза	Горизонт	Глубина, см	Щебнистость %	Фракции щебня, %		
				< 10 мм	10-30 мм	> 30 мм
р. 13 (950 м н.у.м.). Петрозем			Щебень отсутствует			
р. 14 (930 м н.у.м.). Сухоторфяно-литозем			Щебень отсутствует			
р. 8 (800 м н.у.м.). Бурозем ожелезненный	Ad	0-5	0	0	0	0
	AУ1	5-18	24,3	Не опр.	Не опр.	Не опр.
	AУ2	18-30	49,2	Не опр.	Не опр.	Не опр.
	ВМf	30-60	66,2	Не опр.	Не опр.	Не опр.
р. 5 (700 м н.у.м.). Серогумусовая глинисто-иллювирированная	Ad	0-6	0	0	0	0
	AУ	6-11	45,2	Не опр.	Не опр.	Не опр.
	AУi	11-29	46,7	Не опр.	Не опр.	Не опр.
	AУ	29-49	35,1	Не опр.	Не опр.	Не опр.
р. 1 (570 м н.у.м.). Серогумусовая ожелезненная	Ad	0-2	0	0	0	0
	AУ1	2-13	44,2	Не опр.	Не опр.	Не опр.
	AУ2	13-34	45,5	Не опр.	Не опр.	Не опр.
	AУ3	34-42	46,1	Не опр.	Не опр.	Не опр.
	AJ	42-47	57,4	Не опр.	Не опр.	Не опр.
р. 6 (750 м н.у.м.). Серогумусовая элювирированная	Ad	0-7	0	0	0	0
	AУ	7-29	26,4	Не опр.	Не опр.	Не опр.
	AУel	29-50	40,1	Не опр.	Не опр.	Не опр.
р. 7 (760 м н.у.м.). Литозем серогумусовый ожелезненный	Ad	0-5	0	Не опр.	Не опр.	Не опр.
	AУf	5-13	37,3	Не опр.	Не опр.	Не опр.
р. 9 (430 м н.у.м.). Бурозем элювирированный	Ad	0-5	0	0	0	0
	AУ	5-10	0	0	0	0
	ВМ1	10-17	0	0	0	0
	ВМ2	17-32	10,1	Не опр.	Не опр.	Не опр.
	ВМel	32-70	16,5	Не опр.	Не опр.	Не опр.
р. 10 (400 м н.у.м.). Бурозем элювирированный			Щебень отсутствует			
р. 18 (950 м н.у.м.). Дерново-подбур иллювиально-железистый	Ad	0-6	0	0	0	0
	AУ	6-24	18,9	0,5	13,0	5,4
	ВF	24-41	43,3	23,0	13,3	7,0
р. 32 (655 м н.у.м.). Бурозем ожелезненный	Ad	0-5	0	0	0	0
	AУ1	5-9	29,5	7,2	14,0	8,3
	AУ2	9-22	24,8	0	12,1	12,8
	AУf	22-37	34,5	19,9	5,0	9,6
	ВМ	37-58	38,3	8,3	20,6	9,4
	С	58-68	59,8	14,5	26,6	18,7
р. 30 (794 м н.у.м.). Бурозем серогумусовый грубогумусированный	Ao	0-6	0	0	0	0
	Нao	6-13	0	0	0	0
	AУ1	13-23	10,3	0	7,1	3,2
	AУ2	23-32	50,2	0	36,3	13,9
	ВМ	32-50	24,8	0	15,9	8,9
	С	50-75	32,2	5,8	17,0	9,4
р. 29 (613 м н.у.м.). Серогумусовая метаморфизированная	Ad	0-3	0	0	0	0
	AУ	3-8	12,8	0	7,9	4,9
	AУel	8-18	12,2	0	8,2	4,0
	AУm	18-74	8,3	0	5,3	3,0
	С	74-↓	56,2	8,1	28,3	19,7
р. 27 (590 м н.у.м.). Бурозем глееватый ожелезненный	Ad	0-4	0	0	0	0
	AУf	4-12	0	0	0	0
	AУg	12-26	20,5	18,0	1,0	1,5
	ВМg	26-57	24,2	13,7	9,5	1,0
	Cf,g	57-67	11,6	3,0	6,5	2,1

р. 15 (577 м н.у.м.). Бурозем серогумусовый глинисто-иллювирированный	Ad	0-4	0	0	0	0
	AY	4-10	11,6	0	10,2	1,4
	BM	10-21	6,8	1,1	3,4	2,2
	BMi	21-43	5,2	0	4,0	1,3
	C	43-70	11,8	9,6	1,8	0,4
р. 21 (590 м н.у.м.). Бурозем элювирированный	Ad	0-7	0	0	0	0
	AYel	7-13	69,3	0	64,1	5,2
	AY	13-21	37,7	19,0	15,2	3,5
	BM	21-41	52,2	21,7	24,2	6,3
р. 22 (557 м н.у.м.). Бурозем серогумусовый элювирированный	Ad	0-7	0	0	0	0
	AY	7-18	10,4	4,7	5,2	0,5
	BMel	18-32	12,4	16,0	8,6	2,2
	BM	32-50	23,3	4,0	15,4	3,9
	C	> 50	49,3	20,9	23,6	4,8
р. 26 (315 м н.у.м.). Бурозем глинисто-иллювирированный	Ao	0-5	0	0	0	0
	AY	5-22	89	9,5	9,5	81,0
	BM1	22-33	0	0	0	0
	BM2	33-57	0	0	0	0
	BMi	57-67	26,9	22,7	22,7	2,9
р. 33 (344 м н.у.м.). Аллювиальная гумусовая глеевая элювирированная ожелезнеенная оруденелая	Ao	0-3	0	0	0	0
	AYel,f	3-28	42,2	24,0	15,5	2,7
	AYf	28-52	54,3	49,2	5,1	0
	Gfn	52-69	77,0	41,8	33,6	1,6
	Gox	69-93	32,7	32,7	0	0
	C-G	93-102	38,3	32,2	6,1	0
р. 34 (346 м н.у.м.). Бурозем серогумусовый ожелезненный глееватый	Ao	0-3	0	0	0	0
	AN	7-16	62,6	48,0	14,6	0
	AYf,m	16-37	60,5	60,5	0	0
	AYf	37-45	47,7	31,4	16,3	0
	BM	45-67	46,2	34,7	11,5	0
	BMg	67-100	47,9	43,4	4,5	0
р. 35 (347 м н.у.м.). Бурозем глееватый ожелезненный	Ao	0-4	0	0	0	0
	AN	4-14	31,7	9,9	21,8	0
	AY	14-20	39,7	19,4	20,3	0
	AYg	20-31	50,0	32,1	17,9	0
	BMg	31-44	10,3	8,9	1,4	0
	BMf	44-60	17,4	9,2	8,2	0
р. 36 (347 м н.у.м.). Бурозем серогумусовый элювирированный глееватый ожелезненный	Ao	0-3	0	0	0	0
	ANao	3-6	13,3	13,3	0	0
	AYel	6-20	26,3	13,4	12,9	0
	BM ₁	20-31	20,9	11,9	9,0	0
	BM ₂	31-58	36,9	19,8	17,1	0
	р. 37 (353 м н.у.м.). Бурозем ожелезненный	Ao	0-3	0	0	0
AN		2-5	14,4	14,4	0	0
AY		5-20	26,6	14,1	12,5	0
BMf		20-31	23,1	12,6	10,5	0
BM		31-58	36,3	19,1	17,2	0
C		58-70	75,9	55,2	20,7	0
р. 38 (373 м н.у.м.). Бурозем серогумусовый элювирированный	Ao	0-7	0	0	0	0
	AYi	7-19	34,3	20,1	13,3	0
	BM	19-30	28,2	18,4	9,8	0
	BMel	30-57	34,8	21,2	13,6	0
р. 39 (374 м н.у.м.). Бурозем перегнойный ожелезненный	Ao	0-2	0	0	0	0
	AOh	2-6	6,2	6,2	0	0
	AY ₁	6-14	9,3	9,3	0	0
	AY ₂	14-23	21,9	16,4	5,5	0
	BMf	23-40	28,7	13,2	15,5	0
р. 40 (383 м н.у.м.). Бурозем грубогумусовый перегнойный	Ao	0-2	0	0	0	0
	AOh	2-13	39,7	23,1	10,8	5,8
	BM	13-40	43,6	19,3	15,8	8,5
р. 41 (396 м н.у.м.). Литозем серогумусовый ожелезненный	Ao	0-5	0	0	0	0
AY	5-16	36,8	19,5	17,3	0	

потечно-гумусовый	Cf,hi	16-35	30,4	25,6	4,8	0
р. 42 (345 м н.у.м.). Литозем серогумусовый ожелезненный	Ao	0-2	0	0	0	0
	AY ₁ f	2-6	8,3	6,6	1,7	0
	AY ₂ f	6-20	27,4	22,7	4,7	0
	Cf	20-30	36,4	27,9	8,5	0
р. 43 (352 м н.у.м.). Бурозем ожелезненный	Ao	0-5	0	0	0	0
	AY	5-21	19,2	11,4	7,8	0
	AYf	21-38	20,0	14,5	0,5	0
	BMf	38-76	29,4	20,1	9,3	0
р. 44 (364 м н.у.м.). Литозем серогумусовый потечно-гумусовый	A ₀	0-6	0	0	0	0
	AYhi	6-15	37,8	28,0	9,8	0
	CLM hi	15-30	32,6	26,3	6,3	0
р. 45 (363 м н.у.м.). Литозем грубогумусовый ожелезненный	Ao	0-5	0	0	0	0
	AO	5-13	46,4	35,0	11,3	0
	Cf	13-35	64,6	52,9	11,7	0
	D	35-49	81,6	46,4	35,2	0

ПРИЛОЖЕНИЕ 4. Физико-химические свойства почв (г. Северный Басег).

Разрез, горизонт, глубина, см		Гумус, %	рН		Обменная кислотность по Соколову, мэкв/100г				Нг, мг-экв/100 г	Мг-экв./100 г почвы		V, %	Мг/кг почвы		
			H ₂ O	KCl	общая	Al ³⁺	H ⁺	Al ³⁺ мг/100г		S	ЕКО		P ₂ O ₅	K ₂ O	
ГОРНО-ТУНДРОВЫЙ ПОЯС	Разрез 18 (950 м н.у.м.). Почва: дерново-подбур иллювиально-железистый														
	AY	6-24	6,20	4,25	3,64	-	-	-	9,0	21,4	0,7	22,1	3,2	-	-
	BF	24-41	2,90	4,42	3,88	-	-	-	11,0	17,1	0,2	17,3	1,2	-	-
	Разрез 13 (950 м н.у.м.). Почва: петрозем														
	O	0-15	-	4,2	2,8	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	Разрез 14 (930 м н.у.м.). Почва: сухоторфяно-литозем														
TJ	10-25	-	4,0	2,7	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
ПОДГОЛЫЦОВЫЙ ПОЯС (субальпийские луга)	Разрез 8 (800 м н.у.м.). Почва: бурозем ожелезненный														
	AY1	5-18	4,3	4,86	3,8	4,99	4,99	0,0	44,91	11,6	7,5	19,1	39	55,0	55
	AY2	18-30	4,7	5,1	3,8	6,45	6,39	0,06	57,51	11,0	8,7	19,7	44	66,6	35
	BMf	30-60	4,8	5,46	4,1	1,29	1,23	0,06	11,07	5,6	7,2	12,8	56	56,5	20
	Разрез 30 (794 м н.у.м.). Почва: бурозем серогумусовый грубогумусированный														
	AY1	13-23	7,15	4,07	3,01	-	-	-	12,2	20,7	2,7	23,4	11,5	-	-
	AY2	23-32	6,60	4,16	3,45	-	-	-	7,8	22,2	0,7	22,9	3,1	-	-
	BM	32-50	2,65	4,48	3,91	-	-	-	9,4	13,3	0,5	13,8	3,6	-	-
	C	50-75	2,75	4,58	3,95	-	-	-	7,6	12,4	1,9	14,3	13,3	-	-
	Разрез 31 (755 м н.у.м.). Почва: глеезем ожелезненный														
	O	6-9	6,15	4,25	3,18	-	-	-	-	8,8	23,4	32,2	72,7	-	-
	G	9-22	2,25	4,21	3,34	-	-	-	-	2,9	1,5	4,4	34,1	-	-
	C-Gf	22-33	1,65	4,25	3,16	-	-	-	-	9,9	24,1	34,0	70,9	-	-
	Разрез 5 (700 м н.у.м.). Почва: серогумусовая глинисто-иллювирированная														
	AY	6-11	7,9	4,3	3,6	1,72	1,66	0,06	14,94	17,8	13,9	31,7	44	109,3	83
	AYi	11-29	4,9	4,6	3,8	3,98	-	-	-	15,2	10,4	25,6	41	185,7	40
	AY	29-49	3,6	4,8	3,9	3,06	3,00	0,06	27	15,2	7,6	22,8	33	172,9	35
	Разрез 32 (655 м н.у.м.). Почва: бурозем ожелезненный														
	AY1	5-9	6,90	4,01	3,50	-	-	-	-	16,2	2,5	18,7	13,4	-	-
	AY2	9-22	4,55	4,18	3,77	-	-	-	9,2	13,9	1,1	15,0	7,3	-	-
AYf	22-37	4,05	4,48	3,80	-	-	-	8,8	13,2	2,7	15,9	17,0	-	-	
BM	37-58	2,55	4,60	3,84	-	-	-	8,4	13,2	1,5	14,7	10,2	-	-	
C	58-68	0,70	4,80	3,97	-	-	-	5,4	11,0	1,7	12,7	13,4	-	-	
Разрез 29 (613 м н.у.м.). Почва: серогумусовая метаморфизированная															
AY	3-8	5,90	4,67	3,53	-	-	-	6,6	15,0	5,0	20,0	25,0	-	-	
AYel	8-18	7,95	5,00	3,58	-	-	-	8,2	15,3	4,2	19,5	21,5	-	-	
AYm	18-74	4,05	4,70	3,75	-	-	-	6,8	15,7	0,9	16,6	5,4	-	-	
Разрез 27 (590 м н.у.м.). Почва: бурозем глееватый ожелезненный															

	AYf	4-12	6,3	5,09	3,80	-	-	-	-	10,3	17,8	28,1	63,3	-	-
	AYg	12-26	3,10	5,39	3,71	-	-	-	5,2	9,7	15,3	25,0	61,2	-	-
	BMg	26-57	0,35	5,60	3,83	-	-	-	0,9	3,8	16,9	20,7	81,6	-	-
	Cf,g	57-67	0,20	5,67	3,84	-	-	-	8,0	3,8	22,3	26,1	85,4	-	-
	Разрез 1 (570 м н.у.м.). Почва: серогумусовая ожелезненная														
	AY1	2-13	4,8	4,9	3,9	0,82	0,78	0,04	7,02	11,9	13,8	25,7	54	185,7	45
	AY2	13-34	3,8	5,3	4,2	0,28	0,26	0,02	2,34	8,6	16,0	24,6	65	88,4	60
	AY3	34-42	2,8	5,6	4,1	0,74	0,72	0,02	6,48	6,3	13,6	19,9	68	146,0	40
	AJ	42-47	1,6	5,6	4,0	0,74	0,68	0,06	6,12	2,9	12,4	15,3	81	133,0	35
	Разрез 21 (590 м н.у.м.). Почва: бурозем элювиированный														
	AYel	7-13	6,05	4,61	3,91	-	-	-	-	18,7	3,3	22	15,0	-	-
	AY	13-21	4,50	4,58	3,62	-	-	-	-	11,5	0,9	12,4	7,3	-	-
	BM	21-41	3,35	4,66	3,89	-	-	-	-	14,4	51,8	66,2	78,2	-	-
	Разрез 15 (577 м н.у.м.). Почва: бурозем серогумусовый глинисто-иллювиированный														
	AY	4-10	6,00	4,63	3,44	-	-	-	9,2	15,0	8,5	23,5	36,2	-	-
	BM	10-21	2,70	4,81	3,47	-	-	-	11,0	17,3	7,1	24,4	29,1	-	-
	BMi	21-43	1,40	4,92	3,54	-	-	-	10,4	19,8	6,6	26,4	25,0	-	-
	C	43-70	1,80	5,14	3,72	-	-	-	10,0	14,1	5,4	19,5	27,7	-	-
	Разрез 19 (565 м н.у.м.). Почва: бурозем серогумусовый элювиированный														
	AY	6-15	5,55	4,10	3,32	-	-	-	11,2	18,0	5,0	23,0	21,7	-	-
	BMel	15-30	2,60	4,47	3,83	-	-	-	9,6	14,2	3,2	17,4	18,4	-	-
	BM	30-72	1,50	4,61	3,78	-	-	-	8,4	13,2	2,5	15,7	15,9	-	-
	C	72-82	0,40	5,66	3,94	-	-	-	0,2	3,6	21,9	25,5	85,9	-	-
	Разрез 22 (557 м н.у.м.). Почва: бурозем серогумусовый элювиированный														
	AY	7-18	5,10	4,76	3,61	-	-	-	-	13,7	7,9	21,6	36,6	-	-
	BMel	18-32	1,85	4,95	3,75	-	-	-	-	12,3	4,4	16,7	26,3	-	-
	BM	32-50	0,30	4,94	3,77	-	-	-	-	11,5	6,6	18,1	36,5	-	-
	Разрез 24 (518 м н.у.м.). Почва: глеезем грубогумусированный														
	Gf	16-36	4,40	4,66	3,38	-	-	-	7,6	0,9	4,4	22,9	23,8	-	-
	C-G	36-58	1,50	4,92	3,35	-	-	-	9,2	7,0	1,5	20,2	27,2	-	-
	Cg	58-70	1,65	5,24	3,35	-	-	-	8,4	14,9	1,6	13,9	28,8	-	-
	Разрез 9 (430 м н.у.м.). Почва: бурозем элювиированный														
	AY	5-10	7,8	4,3	3,2	4,88	4,74	0,14	42,66	27,1	1,4	28,5	5	19,0	20
	BM1	10-17	4,7	4,6	3,0	12,56	12,54	0,02	112,86	25,3	2,3	27,6	8	17,2	55
	BM2	17-32	1,4	4,8	3,4	12,15	10,93	1,22	98,37	14,8	4,0	18,8	21	38,3	40
	BMel	32-70	1,6	5,0	3,5	11,04	10,90	0,14	98,1	19,9	5,7	25,6	22	62,3	40
	Разрез 10 (400 м н.у.м.). Почва: бурозем элювиированный														
	AO	4-8	14,9	3,9	2,9	-	-	-	-	23,2	13,9	37,1	37	40,6	83
	AY	8-21	5,5	4,3	3,2	6,47	6,12	0,35	55,08	27,1	0,4	27,5	1	36,0	40
	AYel	21-41	5,6	4,8	3,5	1,04	0,94	0,08	8,46	21,4	1,3	22,7	6	35,3	40
	BMel	41-60	3,2	5,4	3,5	4,43	4,41	0,02	39,69	9,2	10,9	20,1	54	41,9	40

ГОРНО-ЛЕСНОЙ ПОЯС

BM	60-104	1,5	5,8	3,7	1,35	1,31	0,04	11,79	6,5	21,4	27,9	77	36,4	55
Разрез 26 (315 м н.у.м.). Почва: бурозем глинисто-иллювиированный														
AУ	5-22	6,05	4,66	3,33	-	-	-	12,2	25,2	21,6	46,8	46,2	-	-
BM1	22-33	4,65	3,85	3,37	-	-	-	11,6	26,9	24	50,9	47,2	-	-
BM2	33-57	1,00	4,66	3,54	-	-	-	8,0	20,4	22,5	42,9	52,4	-	-
BMi	57-67	0,80	4,83	3,48	-	-	-	12,2	25,2	21,6	46,8	46,2	-	-

ПРИЛОЖЕНИЕ 5. Физико-химические свойства почв (долина р. Малый Басег).

Разрез, горизонт, глубина, см	Гумус, %	рН		Обменная кислотность, мэкв/100г				Нг, мг- экв/100 г	Мг-экв./100 г почвы		V, %	
		H ₂ O	KCl	общая	Al ³⁺	H ⁺	Al ³⁺ мг/100г		S	ЕКО		
Разрез 41 (396 м н.у.м.). Почва: литозем серогумусовый ожелезненный потечно-гумусовый												
AY	5-16	8,05	-	3,42	5,46	2,63	2,83	23,65	34,7	5,2	25,7	20,2
Cf,hi	16-35	3,05	-	3,84	4,76	2,65	2,11	23,83	24,2	2,0	19,2	10,4
Разрез 40 (383 м н.у.м.). Почва: бурозем грубогумусовый перегнойный												
AOh	2-13	16,30	-	3,18	4,50	2,15	2,35	19,39	96,2	5,8	47,2	12,2
BM	13-40	5,15	-	3,73	4,80	1,72	3,08	15,46	31,2	1,8	22,7	7,9
Разрез 39 (374 м н.у.м.). Почва: бурозем перегнойный ожелезненный												
AOh	2-6	21,65	-	4,42	-	-	-	-	70,0	43,5	60,9	71,4
AY ₁	6-14	5,10	-	4,03	0,37	0,20	0,16	1,83	14,0	23,6	34,9	67,6
AY ₂	14-23	3,65	-	4,12	0,28	0,18	0,10	1,64	5,4	20,6	26,0	79,2
BMf	23-40	2,15	-	4,29	0,48	0,39	0,09	3,52	4,5	16,2	20,7	78,2
Разрез 38 (373 м н.у.м.). Почва: бурозем серогумусовый элювиированный												
AYi	7-19	8,50	-	3,36	3,73	1,31	2,42	11,78	30,8	6,0	27,8	21,5
BM	19-30	3,50	-	3,75	3,36	1,43	1,93	12,80	34,3	2,0	15,9	12,5
BMel	30-57	2,20	-	3,98	1,51	1,50	0,01	13,52	22,9	1,2	15,3	7,8
Разрез 44 (364 м н.у.м.). Почва: литозем серогумусовый потечно-гумусовый												
AYhi	6-15	5,20	-	3,71	-	-	-	-	25,8	2,6	23,7	10,9
Chi	15-30	2,80	-	3,93	-	-	-	-	23,1	1,8	25,2	7,1
Разрез 45 (363 м н.у.м.). Почва: литозем грубогумусовый ожелезненный												
AO	5-13	19,65	-	3,10	-	-	-	-	87,5	16,2	68,5	23,6
Cf	13-35	5,25	-	3,30	-	-	-	-	24,9	6,4	24,0	26,6
D	35-49	-	-	3,82	-	-	-	-	4,3	9,6	21,5	44,6
Разрез 37 (353 м н.у.м.). Почва: бурозем ожелезненный												
АН	2-5	12,05	-	4,06	0,27	0,08	0,19	0,77	35,0	17,4	38,3	45,4
AY	5-20	4,50	-	3,48	1,39	1,28	0,11	11,49	13,3	10,2	23,5	43,4
BMf	20-31	2,55	-	3,55	3,17	1,26	1,91	11,33	13,5	6,8	20,3	33,4
BM	31-58	1,85	-	3,68	1,35	1,26	0,09	11,34	10,4	8,0	18,4	43,4
C	58-70	-	-	3,77	2,10	1,74	0,36	15,66	9,6	7,2	16,8	42,8
Разрез 43 (352 м н.у.м.). Почва: бурозем ожелезненный												
AY	5-21	5,95	-	3,51	-	-	-	-	28,4	5,0	25,7	19,4
AYf	21-38	2,80	-	3,67	-	-	-	-	21,4	5,2	20,9	24,8
BMf	38-76	1,75	-	3,72	-	-	-	-	15,4	4,0	15,1	26,4
Разрез 35 (347 м н.у.м.). Почва: бурозем глееватый ожелезненный												
АН	4-14	10,5	-	3,53	3,86	2,32	1,54	20,93	70,0	13,2	48,5	27,2
AY	14-20	6,00	-	3,48	6,44	1,39	5,05	12,54	29,9	10,8	38,0	28,4

AYg	20-31	4,20	-	3,55	4,31	1,23	3,08	11,10	22,9	7,8	27,8	28,0
BMg	31-44	1,65	-	3,65	2,88	1,13	1,75	10,19	9,6	7,6	17,2	44,1
BMf	44-60	1,20	-	3,65	2,76	1,87	0,89	16,80	11,7	13,6	24,0	56,6
Разрез 36 (347 м н.у.м.). Почва: бурозем серогумусовый элювиированный глееватый ожелезненный												
AHao	3-6	21,45	-	3,32	1,95	1,53	0,42	13,80	77,0	16,7	57,0	29,2
AYel	6-20	8,05	-	3,10	3,96	3,60	0,36	32,40	29,4	6,6	19,6	33,6
BM ₁	20-31	4,65	-	3,28	4,78	0,39	4,40	3,53	25,3	5,4	27,0	20,0
BM ₂	31-58	2,30	-	3,64	5,02	1,39	3,60	12,57	20,8	16,0	33,6	47,6
Разрез 34 (346 м н.у.м.). Почва: бурозем серогумусовый ожелезненный глееватый												
AH	7-16	16,9	-	4,65	0,26	0,09	0,17	0,79	28,0	37,0	53,1	69,6
AYf,m	16-37	6,30	-	4,32	0,36	0,21	0,15	1,89	24,5	33,2	51,5	64,6
AYf	37-45	2,30	-	4,31	0,18	0,12	0,06	1,09	6,3	16,2	22,5	72,0
BM	45-67	1,70	-	4,11	0,23	0,12	0,11	1,09	4,8	17,6	22,4	78,5
BMg	67-100	1,05	-	4,23	0,86	0,56	0,30	5,04	2,4	20,8	23,2	89,6
Разрез 42 (345 м н.у.м.). Почва: литозем серогумусовый ожелезненный												
AY ₁ f	2-6	8,85	-	3,45	4,38	3,89	0,49	30,49	29,1	9,0	28,6	31,4
AY ₂ f	6-20	3,75	-	3,62	1,99	1,74	0,25	15,63	9,8	9,4	19,2	48,9
Cf	20-30	1,85	-	3,71	1,59	1,27	0,32	11,40	6,9	6,0	12,9	46,5
Разрез 33 (344 м н.у.м.). Почва: аллювиальная гумусовая глеевая элювиированная ожелезненная оруденелая												
AYel,f	3-28	1,65	-	4,10	0,55	0,44	0,11	3,96	6,3	11,6	17,9	64,8
AYf	28-52	1,85	-	3,92	0,46	0,38	0,08	3,41	6,9	10,6	17,5	60,5
Gfn	52-69	1,50	-	3,98	0,39	0,32	0,07	2,88	5,6	14,2	19,8	71,7
Gox	69-93	1,75	-	3,73	1,35	1,21	0,14	10,86	6,9	14,2	21,1	67,2
C-G	93-102	3,40	-	4,00	0,74	0,54	0,20	4,86	10,2	14,0	24,2	57,8

ПРИЛОЖЕНИЕ 6. Макроэлементный состав почв, в % на прокаленную навеску.

Разрез, горизонт, глубина, см	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	Молекулярные отношения			Коэфф. элювиально-иллювиальной миграции			
													SiO ₂ / Al ₂ O ₃	SiO ₂ / Fe ₂ O ₃	SiO ₂ / R ₂ O ₃	SiO ₂ /Al ₂ O ₃	SiO ₂ /Fe ₂ O ₃	SiO ₂ /R ₂ O ₃	
ГОРНО-ТУНДРОВЫЙ ПОЯС																			
<i>Разрез 18 (950 м н.у.м.). Почва: дерново-подбур иллювиально-железистый</i>																			
AY	6-24	67,26	14,67	4,69	2,03	0,81	0,29	1,50	1,01	0,07	0,12	0,19	0,002	7,8	38,3	6,5	-	-	-
BF	24-41	66,84	15,09	4,52	1,95	0,98	0,36	1,56	0,94	0,05	0,08	0,14	-	7,5	39,5	6,3	-	-	-
ПОДГОЛЬЦОВЫЙ ПОЯС (субальпийские луга)																			
Субальпийские луга и криволесье																			
<i>Разрез 30 (794 м н.у.м.). Почва: бурозем серогумусовый грубогумусированный</i>																			
AY1	13-23	68,67	11,45	3,40	1,74	0,62	0,18	0,41	1,16	0,02	0,29	0,33	0,011	10,2	53,9	8,6	0,91	0,96	0,92
AY2	23-32	66,18	12,41	5,09	1,82	0,52	0,25	0,71	1,04	0,03	0,23	0,30	0,001	9,1	34,7	7,2	1,02	1,49	1,12
BM	32-50	69,69	13,28	4,11	1,77	0,68	0,29	1,30	0,94	0,04	0,11	0,17	-	8,9	45,3	7,5	1,04	1,14	1,06
C	50-75	74,28	13,64	3,84	1,81	1,12	0,31	1,45	0,91	0,04	0,10	0,13	-	9,3	51,6	7,8	1	1	1
<i>Разрез 31 (755 м н.у.м.). Почва: глеезем ожелезненный</i>																			
O	6-9	80,38	6,64	0,93	0,98	1,52	0,17	0,27	1,19	0,01	0,17	0,36	0,005	20,6	230,8	18,9	0,54	0,26	0,48
G	9-22	82,61	9,22	1,64	1,19	2,21	0,07	0,37	1,30	0,01	0,04	0,10	-	15,2	134,5	13,7	0,72	0,45	0,66
C-Gf	22-33	76,99	11,85	3,39	1,67	0,90	0,14	0,11	1,32	0,04	0,12	0,23	0,004	11,0	60,6	9,3	1	1	1
<i>Разрез 32 (655 м н.у.м.). Почва: бурозем ожелезненный</i>																			
AY1	5-9	61,33	14,67	8,02	2,67	0,59	0,16	0,96	1,68	0,10	0,61	0,34	0,008	7,1	20,4	5,3	0,92	1,06	0,97
AY2	9-22	61,51	15,34	8,23	2,66	0,38	0,17	0,82	1,55	0,10	0,43	0,27	0,005	6,8	20,0	5,1	0,96	1,09	1,00
AYf	22-37	61,7	16,24	8,53	2,7	0,33	0,18	1,16	1,53	0,12	0,38	0,27	-	6,5	19,3	4,8	1,02	1,12	1,05
BM	37-58	63,56	16,05	8,19	2,60	0,62	0,18	1,21	1,49	0,09	0,32	0,21	0,009	6,7	20,7	5,1	0,98	1,05	1,00
C	58-68	65,11	16,84	8,01	2,69	0,66	0,22	1,49	1,48	0,09	0,25	0,16	-	6,6	21,7	5,0	1	1	1
<i>Разрез 29 (613 м н.у.м.). Почва: серогумусовая метаморфизированная</i>																			
AY	3-8	59,01	14,46	7,14	2,40	0,88	0,80	2,23	1,63	0,07	0,54	0,36	-	6,9	22,1	5,3	0,98	0,97	0,97
AYel	8-18	61,20	14,92	7,35	2,59	1,28	0,76	2,1	1,62	0,07	0,80	0,41	0,003	7,0	22,2	5,3	0,97	0,97	0,97
AYm	18-74	62,11	15,60	7,72	2,47	1,77	0,68	2,30	1,59	0,07	0,66	0,26	0,012	6,8	21,5	5,1	1	1	1
<i>Разрез 28 (607 м н.у.м.). Почва: серогумусовая метаморфизированная</i>																			
AY	4-13	57,2	12,22	6,33	2,28	0,90	1,36	1,93	1,53	0,13	0,65	0,59	0,01	8,0	24,1	6,0	0,90	0,90	0,90
AYel	13-18	59,71	13,56	7,36	2,35	0,95	0,97	2,22	1,65	0,09	0,63	0,43	0,012	7,5	21,7	5,6	0,96	1,00	0,97
AYm	18-33	62,32	15,91	8,22	2,51	1,66	0,92	2,92	1,69	0,11	0,39	0,28	0,009	6,7	20,2	5,0	1,08	1,07	1,08
C	33-45	64,39	15,19	7,96	2,49	1,16	1,023	2,89	1,62	0,08	0,24	0,06	-	7,2	21,6	5,4	1	1	1
<i>Разрез 27 (590 м н.у.м.). Почва: бурозем глееватый ожелезненный</i>																			
AYf	4-12	63,10	16,11	6,14	2,29	1,14	1,11	1,99	1,33	0,04	0,50	0,27	0,006	6,7	27,4	5,4	1,12	0,85	1,03
AYg	12-26	66,03	15,52	6,65	2,41	0,82	0,99	1,99	1,49	0,06	0,31	0,07	-	7,2	26,5	5,7	1,03	0,88	0,98
BMg	26-57	66,74	13,98	7,13	2,32	2,49	1,16	2,63	1,56	0,09	0,18	0,04	0,009	8,1	25,0	6,1	0,92	0,93	0,93

Cf,g	57-67	66,38	15,07	7,59	2,45	1,77	1,20	2,52	1,38	0,08	0,14	0,04	–	7,5	23,4	5,7	1	1	1
Парковое редколесье																			
<i>Разрез 17 (590 м н.у.м.). Почва: бурозем серогумусовый метаморфизированный</i>																			
AY	4-13	58,82	13,70	5,82	2,08	0,16	0,36	1,13	1,09	0,10	0,72	0,53	0,012	7,3	27,0	5,7	1,03	1,21	1,07
AYm	13-23	59,38	14,37	6,40	2,17	0,45	0,30	1,46	1,09	0,08	0,49	0,37	0,01	7,0	24,8	5,5	0,91	1,12	0,97
BM1	23-32	67,66	14,91	5,69	2,29	0,74	0,38	1,58	1,11	0,06	0,16	0,23	0,004	7,7	31,7	6,2	0,97	1,03	0,99
BM2	32-46	69,56	14,57	5,41	2,28	0,19	0,40	1,63	1,05	0,05	0,06	0,10	0,001	8,1	34,3	6,6	0,92	0,95	0,93
C	46-56	68,57	15,56	5,62	2,41	0,86	0,39	1,86	1,07	0,06	0,12	0,17	–	7,5	32,6	6,1	1	1	1
<i>Разрез 15 (577 м н.у.м.). Почва: бурозем серогумусовый глинисто-иллювицированный</i>																			
AY	4-10	71,45	12,51	5,02	2,06	1,01	0,51	1,04	1,13	0,15	0,17	0,20	–	9,7	38,0	7,7	0,86	0,80	0,84
BM	10-21	69,64	14,51	5,98	2,08	1,03	0,43	1,76	1,13	0,05	0,07	0,08	–	8,2	31,1	6,5	1,02	0,98	1,01
BMi	21-43	67,55	15,59	6,39	2,15	0,98	0,42	2,03	1,10	0,06	0,06	0,04	0,002	7,4	28,2	5,8	1,13	1,08	1,11
C	43-70	69,77	14,28	6,13	2,16	0,78	0,42	1,59	1,06	0,06	0,02	–	–	8,3	30,4	6,5	1	1	1
<i>Разрез 19 (565 м н.у.м.). Почва: бурозем серогумусовый элювицированный</i>																			
AY	6-15	46,31	7,874	7,81	1,30	1,10	0,30	0,84	1,09	0,06	0,17	0,13	0,008	10,0	15,8	6,1	0,74	1,46	0,98
BMel	15-30	64,71	15,63	7,63	2,25	1,03	0,58	2,16	1,64	0,07	0,30	0,06	–	7,0	22,6	5,4	1,04	1,02	1,04
BM	30-72	65,92	14,95	7,32	2,22	1,32	0,67	2,49	1,52	0,07	0,11	0,04	0,003	7,5	24,0	5,7	0,98	0,96	0,97
C	72-82	65,58	15,16	7,59	2,43	1,59	1,24	2,52	1,43	0,10	0,19	0,00	–	7,4	23,1	5,6	1	1	1
ГОРНО-ЛЕСНОЙ ПОЯС																			
<i>Разрез 24 (518 м н.у.м.). Почва: глеезем грубогумусированный</i>																			
Gf	16-36	71,60	14,01	3,55	2,01	1,07	0,45	1,45	1,12	0,02	0,09	0,16	0,001	8,7	53,9	7,5	0,80	0,49	0,71
C-G	36-58	68,53	15,47	6,79	2,07	1,05	0,46	1,94	1,04	0,05	0,08	0,14	0,004	7,5	26,9	5,9	0,93	0,97	0,94
Cg	58-70	65,58	15,96	6,71	2,12	0,72	0,63	2,08	0,98	0,11	0,01	0,01	–	7,0	26,1	5,5	1	1	1
<i>Разрез 26 (315 м н.у.м.). Почва: бурозем глинисто-иллювицированный</i>																			
AY	5-22	65,62	14,66	5,60	2,17	1,09	0,42	1,66	1,02	0,10	0,16	0,19	0,002	7,6	31,3	6,1	1,10	1,12	1,10
BM1	22-33	65,23	15,88	5,88	2,14	0,66	0,36	1,37	1,05	0,08	0,16	0,10	–	7,0	29,6	5,6	1,20	1,18	1,19
BM2	33-57	69,68	14,29	5,59	2,13	0,81	0,39	1,65	1,06	0,07	0,05	0,04	0,009	8,3	33,3	6,6	1,01	1,12	1,04
BMi	57-67	71,40	14,50	5,45	2,27	0,98	0,43	1,51	1,06	0,07	0,03	0,07	–	8,4	35,0	6,8	1	1	1

ПРИЛОЖЕНИЕ 7. Содержание групп и форм соединений железа в почвах (% от прокаленной навески).

Разрез, горизонт, глубина, см	Валовое железо (Fe ₂ O ₃)	Вытяжка Мера- Джексона	Аморфное (вытяжка Тамма)	Окристал- лизованное	Силикатное железо	Несиликатное железо, % от валового	Оксидогенез		Коэфф. Швертмана	Аморфное железо, % от валового	Степень выветрелости	
	Fet	Fed	Feo	Fed-Feo	Fet-Fed	Fed % от Fet	Fed/ Fet	Fed-o/ Fet	Feo/ Fed	Feo % от Fet	(Fet-Fed)/ Fed	
ГОРНО-ТУНДРОВЫЙ ПОЯС												
<i>Разрез 18 (950 м н.у.м.). Почва: дерново-подбур иллювиально-железистый</i>												
AY	6-24	4,69	2,05	0,66	1,39	2,64	43,71	0,44	29,64	0,32	0,14	1,29
BF	24-41	4,52	1,76	0,46	1,30	2,76	38,94	0,39	28,76	0,26	0,10	1,57
ПОДГОЛЬЦОВЫЙ ПОЯС (субальпийские луга)												
Субальпийские луга и криволесье												
<i>Разрез 30 (794 м н.у.м.). Почва: бурозем серогумусовый грубогумусированный</i>												
AY 1	13-23	3,40	1,52	0,62	0,90	1,88	44,71	0,45	26,47	0,41	0,18	1,24
AY 2	23-32	5,09	2,56	1,98	0,58	2,53	50,29	0,50	11,39	0,77	0,39	0,99
BM	32-50	4,11	1,71	0,70	1,01	2,40	41,61	0,42	24,57	0,41	0,17	1,40
C	50-75	3,84	1,56	0,56	1,00	2,28	40,63	0,41	26,04	0,36	0,15	1,46
<i>Разрез 31 (755 м н.у.м.). Почва: глеезем ожелезненный</i>												
O	6-9	0,93	0,42	0,04	0,38	0,51	45,16	0,45	40,86	0,10	0,04	1,21
G	9-22	1,64	1,06	0,05	1,01	0,58	64,63	0,65	61,59	0,05	0,03	0,55
C-Gf	22-33	3,39	2,62	0,38	2,24	0,77	77,29	0,77	66,08	0,15	0,11	0,29
<i>Разрез 32 (655 м н.у.м.). Почва: бурозем ожелезненный</i>												
AY1	5-9	8,02	3,58	1,89	1,69	4,44	44,64	0,45	21,07	0,53	0,24	1,24
AY2	9-22	8,23	3,96	1,74	2,22	4,27	48,12	0,48	26,97	0,44	0,21	1,08
AYf	22-37	8,53	4,35	1,77	2,58	4,18	51,00	0,51	30,25	0,41	0,21	0,96
BM	37-58	8,19	3,96	1,31	2,65	4,23	48,35	0,48	32,36	0,33	0,16	1,07
C	58-68	8,01	3,57	0,71	2,86	4,44	44,57	0,45	35,71	0,20	0,09	1,24
<i>Разрез 29 (613 м н.у.м.). Почва: серогумусовая метаморфизированная</i>												
AY	3-8	7,14	1,99	0,58	1,41	5,15	27,87	0,28	19,75	0,29	0,08	2,59
AYel	8-18	7,35	1,93	0,59	1,34	5,42	26,26	0,26	18,23	0,31	0,08	2,81
AUm	18-74	7,72	2,06	0,70	1,36	5,66	26,69	0,27	17,62	0,34	0,09	2,75
<i>Разрез 28 (607 м н.у.м.). Почва: серогумусовая метаморфизированная</i>												
AY	4-13	6,33	1,40	0,53	0,87	4,93	22,12	0,22	13,75	0,38	0,08	3,52
AYel	13-18	7,36	1,40	0,46	0,94	5,96	19,03	0,19	12,78	0,33	0,06	4,25
AYm	18-33	8,23	1,43	0,56	0,87	6,80	17,39	0,17	10,58	0,39	0,07	4,75
C	33-45	7,96	1,53	0,32	1,21	6,43	19,22	0,19	15,20	0,21	0,04	4,20
<i>Разрез 27 (590 м н.у.м.). Почва: бурозем глееватый ожелезненный</i>												
AYf	4-12	6,14	1,42	0,81	0,61	4,72	23,12	0,23	9,93	0,57	0,13	3,32
AYg	12-26	6,66	2,06	1,56	0,50	4,60	30,95	0,31	7,51	0,76	0,23	2,23
BMg	26-57	7,13	1,44	0,41	1,03	5,69	20,19	0,20	14,44	0,28	0,06	3,95

Cf,g	57-67	7,60	1,70	0,40	1,30	5,90	22,38	0,22	17,12	0,24	0,05	3,47
Парковое редколесье												
<i>Разрез 17 (590 м н.у.м.). Почва: бурозем серогумусовый метаморфизированный</i>												
AY	4-13	5,82	2,43	1,07	1,36	3,39	41,72	0,42	23,35	0,44	0,18	1,40
AY m	13-23	6,40	2,61	1,12	1,49	3,79	40,79	0,41	23,29	0,43	0,18	1,45
BM1	23-32	5,69	2,19	0,80	1,39	3,50	38,48	0,38	24,42	0,37	0,14	1,60
BM2	32-46	5,41	1,89	0,54	1,35	3,52	34,93	0,35	24,95	0,29	0,10	1,86
C	46-56	5,62	1,98	0,67	1,31	3,64	35,21	0,35	23,29	0,34	0,12	1,84
<i>Разрез 15 (577 м н.у.м.). Почва: бурозем серогумусовый глинисто-иллювирированный</i>												
AY	4-10	5,02	2,00	0,80	1,20	3,02	39,82	0,40	23,89	0,40	0,16	1,51
BM	10-21	5,98	2,21	0,76	1,45	3,77	36,96	0,37	24,25	0,34	0,13	1,71
BMi	21-43	6,39	1,82	0,60	1,22	4,57	28,47	0,28	19,08	0,33	0,09	2,51
C	43-70	6,14	2,06	0,52	1,54	4,08	33,58	0,34	25,10	0,25	0,08	1,98
<i>Разрез 19 (565 м н.у.м.). Почва: бурозем серогумусовый элювирированный</i>												
AY	6-15	7,81	2,53	1,32	1,21	5,28	32,38	0,32	15,49	0,52	0,17	2,09
BMel	15-30	7,64	2,07	0,82	1,25	5,57	27,11	0,27	16,37	0,40	0,11	2,69
BM	30-72	7,32	1,37	0,52	0,85	5,95	18,71	0,19	11,61	0,38	0,07	4,34
C	72-82	7,59	1,20	0,47	0,73	6,39	15,80	0,16	9,61	0,39	0,06	5,33
ГОРНО-ЛЕСНОЙ ПОЯС												
<i>Разрез 24 (518 м н.у.м.). Почва: глеезем грубогумусированный</i>												
Gf	16-36	3,56	0,91	0,69	0,22	2,65	25,60	0,26	6,19	0,76	0,19	2,91
C-G	36-58	6,79	2,48	1,08	1,40	4,31	36,54	0,37	20,63	0,44	0,16	1,74
Cg	58-70	6,71	2,01	0,44	1,57	4,70	29,95	0,30	23,39	0,22	0,07	2,34
<i>Разрез 26 (315 м н.у.м.). Почва: бурозем глинисто-иллювирированный</i>												
AY	5-22	5,60	1,69	0,85	0,84	3,91	30,19	0,30	15,01	0,50	0,15	2,31
BM1	22-33	5,88	2,08	1,23	0,85	3,80	35,39	0,35	14,46	0,59	0,21	1,83
BM2	33-57	5,59	1,98	1,20	0,78	3,61	35,40	0,35	13,94	0,61	0,21	1,83
BMi	57-67	5,45	1,83	0,96	0,87	3,62	33,57	0,34	15,96	0,52	0,18	1,98

ПРИЛОЖЕНИЕ 8. Гранулометрический состав почв, %.

Горизонт	Глубина, см	Содержание фракций, % от мелкозема размер частиц, мм						Коэффициент концентрации		Название по Качинскому
		1-0,25	0,25-0,05	0,05-0,01	0,01-0,005	0,005-0,001	<0,001	<0,01	ила (< 0,001 мм)	
<i>г. Северный Басег</i>										
ПОДГОЛЬЦОВЫЙ ПОЯС										
Субальпийские луга и криволесье										
Разрез 31 (755 м н.у.м.). Почва: глеезем ожелезненный										
O	6-9	54,52	23,72	7,88	13,72	0,16	21,76	0,0	0,6	Суглинок легкий
G	9-22	40,16	22,76	9,24	20,32	7,52	37,08	1	1	Суглинок средний
Разрез 5 (700 м н.у.м.). Почва: серогумусовая глинисто-иллювирированная										
AУ	6-11	47,67	17,09	25,09	10,15	35,24	0,9	0,9	Суглинок средний	
AУi	11-29	28,43	24,09	34,28	13,20	47,48	1,2	1,3	Суглинок тяжелый	
AУ	29-49	13,73	51,03	16,79	11,45	37,24	1	1	Суглинок средний	
Разрез 28 (607 м н.у.м.). Почва: серогумусовая метаморфизированная										
AУ	4-13	29,64	44,96	9,88	11,12	4,40	25,40	0,6	0,7	Суглинок легкий
AУel	13-18	27,52	37,32	9,56	17,04	8,56	35,16	1,1	0,9	Суглинок средний
AУm	18-33	21,72	36,88	11,56	11,52	13,32	36,40	1,7	0,9	Суглинок средний
C	33-45	26,64	30,96	12,84	17,60	7,96	38,40	1	1	Суглинок средний
Разрез 1 (570 м н.у.м.). Почва: серогумусовая ожелезненная										
AУ1	2-13	29,8	39,5	27,53	3,17	30,7	0,2	0,8	Суглинок средний	
AУ2	13-34	19,41	0,75	37,73	43,01	79,84	2,4	2,0	Глина средняя	
AУ3	34-42	37,26	6,73	26,4	23,99	50,39	1,3	1,3	Суглинок тяжелый	
AJ	42-47	56,06	4,49	21,29	18,16	39,45	1	1	Суглинок средний	
Парковое редколесье										
Разрез 17 (590 м н.у.м.). Почва: бурозем серогумусовый метаморфизированный										
AУ	4-13	28,40	31,04	12,36	9,84	15,36	37,56	0,8	0,7	Суглинок средний
AУm	13-23	31,67	29,60	8,64	15,60	14,48	38,72	0,7	0,8	Суглинок средний
BM1	23-32	17,16	37,28	11,96	18,28	15,32	45,56	0,7	0,9	Суглинок тяжелый
BM2	32-46	14,39	35,56	11,12	20,12	18,80	50,04	0,9	1,0	Суглинок тяжелый
C	46-56	13,07	35,40	11,16	19,92	20,44	51,52	1	1	Глина легкая
Разрез 19 (565 м н.у.м.). Почва: бурозем серогумусовый элювирированный										
AУ	6-15	13,72	31,76	5,84	30,00	18,68	54,52	1,0	1,0	Глина легкая
BMel	15-30	15,57	31,16	14,08	24,80	14,40	53,28	0,8	0,9	Глина легкая
BM	30-72	14,12	33,88	17,24	20,80	13,96	52,00	0,7	0,9	Глина легкая
C	72-82	10,88	31,92	11,84	26,24	19,12	57,20	1	1	Глина легкая

ГОРНО-ЛЕСНОЙ ПОЯС											
Разрез 9 (430 м н.у.м.). Почва: бурозем элювиированный											
AY	5-10	46,62	5,89	22,89	25,59	48,48	0,7	0,8	Суглинок тяжелый		
BM1	10-17	49,35	9,28	10,16	31,21	41,37	0,9	0,7	Суглинок тяжелый		
BM2	17-32	9,56	35,32	24,43	30,69	55,12	0,8	0,9	Глина легкая		
BMel	32-70	4,69	33,58	23,29	36,44	61,73	1	1	Глина легкая		
Разрез 10 (400 м н.у.м.). Почва: бурозем элювиированный											
AO	4-8	36,15	21,62	25,69	16,54	42,23	0,6	0,7	Суглинок тяжелый		
AY	8-21	15,47	21,01	35,68	27,79	63,52	1,0	1,0	Глина легкая		
AYel	21-41	8,54	74,20	3,27	3,99	17,26	0,1	0,3	Суглинок легкий		
BMel	41-60	6,06	27,61	36,79	29,54	66,33	1,1	0,7	Глина средняя		
BM	60-104	19,36	16,55	26,12	27,97	64,09	1	1	Глина легкая		
Разрез 26 (315 м н.у.м.). Почва: бурозем глинисто-иллювиированный											
AY	5-22	11,98	34,76	11,52	25,48	16,80	53,80	0,7	0,9	Глина легкая	
BM1	22-33	22,19	27,04	12,16	19,80	18,80	50,76	0,8	0,9	Глина легкая	
BM2	33-57	17,83	30,88	9,36	21,51	20,38	51,25	0,9	0,9	Глина легкая	
BMi	57-67	10,68	31,84	11,28	22,48	23,72	57,48	1	1	Глина легкая	
<i>Долина р. Малый Басег</i>											
ГОРНО-ЛЕСНОЙ ПОЯС											
Разрез 39 (374 м н.у.м.). Почва: бурозем перегнойный железненный											
AY ₁	6-14	5,84	7,31	18,78	11,93	21,94	34,20	68,07	1,9	1,1	Глина средняя
AY ₂	14-23	6,49	10,38	21,60	13,30	23,29	24,94	61,53	1,4	1,2	Глина легкая
BMf	23-40	6,54	10,53	30,13	9,95	24,56	18,30	52,8	1	1	Глина легкая
Разрез 45 (363 м н.у.м.). Почва: литозем грубогумусовый железненный											
AO	5-13	24,96	12,84	18,75	7,82	15,30	20,34	43,46	1,7	1,3	Суглинок тяжелый
Cf	13-35	23,42	22,01	12,25	6,09	15,42	20,81	42,32	1,7	1,2	Суглинок тяжелый
D	35-49	31,45	23,93	10,32	3,97	18,14	12,20	34,3	1	1	Суглинок средний
Разрез 37 (353 м н.у.м.). Почва: бурозем железненный											
АН	2-5	10,20	10,52	30,22	10,55	25,14	13,38	49,06	0,7	1,1	Суглинок тяжелый
AY	5-20	6,22	14,08	36,19	11,33	18,05	14,12	43,5	0,7	0,9	Суглинок тяжелый
BMf	20-31	7,35	12,13	31,24	13,13	21,50	14,67	49,29	0,7	1,1	Суглинок тяжелый
BM	31-58	6,68	11,64	33,10	11,59	23,06	13,92	48,57	0,7	1,1	Суглинок тяжелый
C	58-70	10,21	23,35	20,37	6,21	19,87	20,00	46,07	1	1	Суглинок тяжелый
Разрез 43 (352 м н.у.м.). Почва: бурозем железненный											
AY	5-21	9,42	9,14	29,70	12,81	17,67	21,26	51,74	1,6	1,0	Глина легкая
AYf	21-38	7,43	7,61	29,89	9,87	25,22	19,98	50,07	1,5	1,0	Суглинок тяжелый
BMf	38-76	5,96	7,75	36,87	11,18	24,67	13,58	49,42	1	1	Суглинок тяжелый

Разрез 36 (347 м н.у.м.). Почва: бурозем серогумусовый элювиированный глееватый ожелезненный											
AYel	6-20	5,02	6,91	25,63	8,57	18,68	35,20	62,45	1,8	1,3	Глина легкая
BM ₁	20-31	9,03	11,07	27,56	9,79	22,30	20,25	52,34	1,1	1,1	Глина легкая
BM ₂	31-58	5,30	20,70	26,28	9,92	18,74	19,07	47,73	1	1	Суглинок тяжелый
Разрез 34 (346 м н.у.м.). Почва: бурозем серогумусовый ожелезненный глееватый											
АН	7-16	8,27	4,10	28,48	10,23	19,10	29,81	59,14	0,8	0,9	Глина легкая
AYf,m	16-37	4,27	3,86	18,42	9,12	20,12	44,21	73,45	1,3	1,2	Глина средняя
AYf	37-45	3,52	5,01	27,49	11,66	23,35	28,98	63,98	0,8	1,0	Глина легкая
BM	45-67	5,59	4,18	32,80	9,27	19,40	28,76	57,43	0,8	0,9	Глина легкая
BMg	67-100	5,02	6,91	25,63	8,57	18,68	35,20	62,45	1	1	Глина легкая
Разрез 42 (345 м н.у.м.). Почва: литозем серогумусовый ожелезненный											
AY ₁ f	2-6	11,17	12,03	24,95	4,65	22,38	24,83	51,85	2,0	1,4	Глина легкая
AY ₂ f	6-20	14,06	21,46	19,15	12,21	16,23	16,88	45,32	1,4	1,2	Суглинок тяжелый
Cf	20-30	13,06	22,04	28,38	8,27	16,12	12,13	36,52	1	1	Суглинок средний
Разрез 33 (344 м н.у.м.). Почва: аллювиальная гумусовая глеевая элювиированная ожелезненная оруденелая											
AYel,f	3-28	22,45	22,9	26,15	4,03	11,17	13,29	28,5	0,6	0,6	Суглинок легкий
AYf	28-52	4,79	18,47	37,86	9,4	15,32	14,14	38,87	0,7	0,8	Суглинок средний
Gfn	52-69	21,77	13,88	21,77	7,78	15,13	19,67	42,58	0,9	0,8	Суглинок тяжелый
Gox	69-93	8,48	4,62	37,5	4,93	18,47	26,00	49,4	1,2	1,0	Суглинок тяжелый
C-G	93-102	3,64	9,77	35,83	10,93	18,68	21,15	50,76	1	1	Глина легкая

ПРИЛОЖЕНИЕ 9. Удельная магнитная восприимчивость ($\alpha \times 10^{-8} \text{ м}^3/\text{кг}$)

почв г. Северный Басег.

Горизонт	$\alpha \times 10^{-8} \text{ м}^3/\text{кг}$	Горизонт	$\alpha \times 10^{-8} \text{ м}^3/\text{кг}$	Горизонт	$\alpha \times 10^{-8} \text{ м}^3/\text{кг}$
р. 18 (950 м н.у.м.). Дерново-подбур иллювиально-железистый AY BF	18,62 23,37	р. 14 (930 м н.у.м.). Сухоторфяно- литозем TJ	42,90	р. 8 (800 м н.у.м.). Бурозем ожелезненный AY1 AY2 BMf	25,19 27,58 25,34
р. 30 (794 м н.у.м.). Серогумусовая элювирированная AY1 AY2 BM C	- - 8,53 8,37	р. 6 (750 м н.у.м.). Серогумусовая элювирированная AY AYel	36,22 46,25	р. 29 (613 м н.у.м.). Серогумусовая метаморфизированная AY AYel AYm	31,05 29,24 25,49
р. 27 (590 м н.у.м.). Бурозем глеватый ожелезненный AYf AYg BMg Cf,g	- - 18,96 19,45	р. 17 (590 м н.у.м.). Бурозем серогумусовый метаморф. AY AYm BM1 BM2	- - 26,41 18,44	р. 16 (580 м н.у.м.). Бурозем грубогумусовый элюв. AO AYel BM1 BM2	47,18 42,44 46,39 23,89
р. 15 (577 м н.у.м.). Бурозем серогумусовый глинисто-иллюв. Ad AY BM BMi C	- 42,52 20,07 18,82 34,70	р. 19 (565 м н.у.м.). Бурозем серогумусовый элюв. AY BMel BM C	39,70 - 34,25 19,46	р. 22 (557 м н.у.м.). Бурозем серогумусовый элювирированный AY BMel BM	36,17 35,74 30,06
р. 23 (557 м н.у.м.). Перегнойно- глеевая грубогумусированная Gf G C-G	12,60 19,46 24,58	р. 24 (430 м н.у.м.). Глезем грубогумусированный Gf C-G Cg	8,61 17,50 17,41	р. 10 (400 м н.у.м.). Бурозем элювирированный AO AY AYel BMel BM	32,11 23,77 19,89 39,24 29,30
<i>Максимум</i> - $54,48 \times 10^{-8} \text{ м}^3/\text{кг}$					
<i>Среднее</i> - $8,37 \times 10^{-8} \text{ м}^3/\text{кг}$					
<i>Минимум</i> - $28,20 \times 10^{-8} \text{ м}^3/\text{кг}$					

ПРИЛОЖЕНИЕ 10. Удельная магнитная восприимчивость

($\text{æ} \times 10^{-8} \text{ м}^3/\text{кг}$) почв долины р. Малый Басег.

Горизонт	$\text{æ} \times 10^{-8} \text{ м}^3/\text{кг}$	Горизонт	$\text{æ} \times 10^{-8} \text{ м}^3/\text{кг}$	Горизонт	$\text{æ} \times 10^{-8} \text{ м}^3/\text{кг}$
р. 33 (344 м н.у.м.). Аллювиальная гумусовая глеевая элювиир. ожелезн. оруденелая		р. 42 (345 м н.у.м.). Литозем серогумусовый ожелезненный		р. 34 (346 м н.у.м.). Бурозем серогумусовый ожелезн. глееватый	
AYel, f	20,70	AYf1	22,46	АН	-
AYf	28,20	AYf2	14,63	AYf, m	22,64
Gfn	23,76	Cf	15,90	AYf	17,72
Gox	17,48			BM	15,75
C-G	14,36			BMg	18,26
р. 36 (347 м н.у.м.). Бурозем серогумусовый элюв. глееватый ожелезн.		р. 35 (347 м н.у.м.). Бурозем глееватый ожелезненный		р. 43 (352 м н.у.м.). Бурозем ожелезненный	
АНao	-	АН	25,14	AY	-
AYel	35,36	AY	24,10	AYf	64,28
BM1	46,30	AYg	19,52	BMf	39,42
BM2	29,54	BMg	14,13		
		BMf	17,33		
р. 37 (353 м н.у.м.). Бурозем ожелезненный		р. 45 (363 м н.у.м.). Литозем грубогумусовый ожелезн.		р. 44 (364 м н.у.м.). Литозем серогумусовый потечно-гумусовый	
АН	-	АО	65,73	AYhi	60,35
AY	47,26	Cf	38,27	Chi	66,62
BMf	61,88				
BM	44,69				
р. 38 (373 м н.у.м.). Бурозем серогумусовый элювииров.		р. 39 (374 м н.у.м.). Бурозем перегнойный ожелезненный		р. 40 (383 м н.у.м.). Бурозем грубогумусовый перегнойный	
AYi	52,59	АОh	-	АОh	-
BM	41,51	AY1	35,42	BM	62,75
BMel	30,24	AY2	36,53		
		BMf	42,35		
р. 41 (396 м н.у.м.). Литозем темногумус. ожелезн. потечно-гумусовый					
AY	63,08				
Cf,hi	-				
<i>Максимум</i> - $66,62 \times 10^{-8} \text{ м}^3/\text{кг}$					
<i>Среднее</i> - $35,03 \times 10^{-8} \text{ м}^3/\text{кг}$					
<i>Минимум</i> - $14,13 \times 10^{-8} \text{ м}^3/\text{кг}$					