




Особенности торфяных залежей горных болот на западном макросклоне Среднего Урала (хребет Басеги)

© 2025 И. В. Рычкова, И. А. Самофалова 

ФГБОУ ВО «Пермский государственный аграрно-технологический университет имени академика Д.Н. Прянишникова», ул. Петропавловская, 23, г. Пермь, 614990, Россия. E-mail: Rychkova-IV@mail.ru; samofalovairaida@mail.ru

Цель исследования. Выявить особенности торфяных залежей горных болот Среднего Урала.

Место и время проведения. Территория исследования расположена в пределах ООПТ «Государственный заповедник «Басеги» (Гремячинский городской округ, Пермский край), в состав которого входит хребет Басеги (58°45'-59°00' с.ш., 58°15'-58°38' в.д.). Исследования проводили в 2018–2022 гг. в пределах водосборных воронок на двух ключевых участках, расположенных на части склонов западной и восточной экспозиций хребта на горе Северный Басег.

Методы. Объект исследования – торфяные залежи. Применяли методы: маршрутов, сравнительно-географический, ГИС-технологий, индикационных связей, статистические (описательной статистики, информационно-логический анализ), картографические, геомоделирования. Исходные материалы: топографические карты масштаба 1:25000, подготовленные с помощью программы SAS-Planet, космические снимки (спутники ДЗЗ SPOT-6 и ResursP 14.08.2014 и 27.09.2014) с разрешением до 1,5 м. Обработка материала, анализ данных проведены на базе современной ГИС MapInfo Professional. Составлены цифровые карты рельефа, мощности торфа в пределах болотных массивов. Осуществлены геоботанические наблюдения на болотных массивах хребта Басеги. Исследования на западном склоне осуществляли в границах трех болотных массивов, на восточном склоне – одного болотного массива. Проведены работы по бурению торфяных залежей (9 шт. и 3 шт., соответственно). Отбор образцов торфа осуществляли с интервалами в 10 см до полного обследования торфяного слоя. Расположение скважин спланировано с учетом растительного покрова на болотном мезоландшафте по линии «центр – периферия» и основных растительных формаций. В торфяных залежах определяли: влажность, зольность и степень разложения торфа, рН_{H2O}, окраску торфа по стандартной цветовой шкале.

Основные результаты. Растительность болот представлена травяно-сфагновыми фитоценозами. Геоботаническое описание растительного покрова болотных массивов демонстрирует гетерогенность болотных биотопов. Болотные массивы мелко-залежные, с низким стоянием уровня болотных вод (УБВ равен 22–50 см). Мощность торфяной залежи варьирует от 40 до 150 см на западном склоне и от 180 до 325 см на восточном склоне хребта. Смена эвтрофной и мезотрофной растительности на олиготрофную происходит вначале на периферии болота, а затем в центральной части, что типично для болотных систем, формирующихся в условиях сильно пересеченного рельефа. Болотные массивы на склонах разных экспозиций различаются по высоте залегания, плановой конфигурации болотных массивов, их размерам и пространственному расположению. Торф имеет различные оттенки бурой окраски (от очень темно-красного до охристого), встречается буровато-черный, реже буровато-серый. В пределах толщи торфяной залежи происходит изменение окраски торфа, что свидетельствует о смене основных растений-торфообразователей. Определена специфичная окраска торфа для каждого болотного массива. Наибольшая влагоемкость с максимальной степенью разброса отмечается в торфяных залежах на периферии болотных массивов. Зольность торфа варьирует от низкозольного до высокозольного. Отмечается тесная связь между зольностью и окраской торфа, особенно на западном склоне хребта.

Заключение. В структуре растительности преобладает травяно-кустарничковый и мохово-лишайниковый ярусы. Растительный покров является гетерогенным, так как сочетает в своем составе разные по трофности растительные сообщества. Рисунок болотного массива зависит от рельефа местности. Высокие показатели вертикального расчленения (более 10 м) в сочетании с уклоном создают условия для развития болота вертикально (ключевой участок 2), в обратном же случае, болото развивается как вертикально, так и горизонтально (ключевой участок 1). Торфяные залежи неоднородны по окраске. Анализ торфа показывает неравномерность отложений растительных остатков, их различия по мощности и степени разложения. Степень разложения торфа изменяется в зависимости от глубины: в поверхностных слоях она составляет около 25%, постепенно увеличиваясь до 50% в более глубоких слоях. Исследованные болотные массивы относятся к переходному типу по их генезису, а по уровню питания их можно отнести к мезотрофным. Наблюдается периферически-олиготрофный ход развития болотных систем. Определены региональные и зональные особенности торфяных залежей на западном макросклоне Среднего Урала: значительная роль геоморфологического фактора, что влияет на

разные формы болотных массивов на склонах западной и восточной экспозиции; присутствие сфагнома (в том числе в торфе низинного типа); высокая зольность торфов, особенно придонных; закономерность в строении торфяной залежи – низинный торф залегает в основании, верховые – чаще в верхней части залежи; направленность развития торфяников от низинного (эвтрофного) через переходный (мезотрофный) к верховому (олиготрофному) типу; смена эвтрофной и мезотрофной растительности на олиготрофную происходит сначала на периферии болота, а затем в центральной части болотного массива.

Ключевые слова: горные болота; Средний Урал; торфяные залежи; фитоценоз; торф; зольность; влагоемкость; информационно-логический анализ.

Цитирование: Рычкова И.В., Самофалова И.А. Особенности торфяных залежей горных болот на западном макросклоне Среднего Урала (хребет Басеги) // Почвы и окружающая среда. 2025. Том 8. № 4. e314. DOI: [10.31251/pos.v8i4.314](https://doi.org/10.31251/pos.v8i4.314)

ВВЕДЕНИЕ

В конце XX – начале XXI столетия возрос научно-практический интерес к исследованиям гидроморфных и полугидроморфных почв в связи с возрастанием антропогенной нагрузки и прогнозируемыми климатическими изменениями. В залежах торфа законсервированы значительные запасы органического углерода, поэтому торфяной пул играет важную роль в биогеохимическом цикле углерода и процессах изменения климата (Broll, Keplin, 2005; Borgmark, 2005; Волкова и др., 2010; Коложный, 2018; Инишева, 2022; Рычкова, Самофалова, 2023). Монолиты торфа представляют собой архивы информации о палеоусловиях окружающей среды (Yeloff, Mauquoy, 2006; Тишков и др., 2023).

Важная биосферная роль принадлежит горным водно-болотным экосистемам, поддерживающим гидрологические, биогеохимические и биологические связи с окружающими их экосистемами, с которыми болота постоянно обмениваются веществом, энергией, информацией (Пьявченко, 1985; Волкова и др., 2010). Кроме того, горные болота являются комплексным барьером (механическим, физико-химическим, биогеохимическим) на пути миграции поллютантов.

Горные болота не выделяют в особый тип, но они имеют ряд особенностей, отличающих их от болот равнинных ландшафтов. Так, болотные массивы гор, как правило, имеют небольшие размеры, что делает их сильно зависимыми от окружающей климатической обстановки и чувствительными к антропогенному воздействию (Волкова и др., 2010; Лапшина и др., 2015; Ивченко, Знаменский, 2016; Жангуров и др., 2017). В составе растительного покрова горных болот отмечаются некоторые изменения видового состава, обусловленные внедрением представителей альпийской флоры и выпадением некоторых бореальных видов.

Болота предгорий и гор Кавказа, Карпат, Алтая, Урала, Саян, Тянь-Шаня и Памира описывали многие исследователи (Сторожева, 1960; Платонов, 1965; Кац, 1971; Андриенко, 1974). Проявление влияния рельефа на развитие болотных систем происходит в комплексе с другими природными факторами: климатом, геологическим строением, гидрологическими условиями. Считается, что болотные системы могут быть приурочены к любым формам рельефа различного генезиса (Шадрина, 1974; Жиров, Кирюшкин, 2003; Лапшина, 2003; Вомперский и др., 2005). От характера рельефа зависит скорость надвигания болота на прилегающие участки. По данным Н.И. Пьявченко (1985), при равнинном рельефе в условиях лесной зоны надвигание болот на суходол становится заметным через 10–15 лет, при крутизне склона 5° болото надвигается на суходол со скоростью 1 м за 100 лет, при уклоне 20° – 1 м за 400 лет, при уклоне 40° – 1 м за 800 лет.

В России одной из древнейших горных систем является Уральский хребет, который служит мощным климаторазделом континента Евразии. Большая протяжённость (более 2000 км) Уральского хребта с севера на юг обуславливает проявление широтной зональности, которая в сочетании с высотной поясностью и экспозиционной асимметрией склонов создает многообразие экологических типов болотных ландшафтов. Проявление зональности выражается в изменении типов болот, площади заболоченных ландшафтов, мощности торфяных залежей, составе растительности (Пьявченко, 1985). Так, на Полярном Урале в условиях близкого залегания вечной мерзлоты наблюдается наибольшая степень заболоченности при малой мощности торфяных залежей. По направлению к северу и с увеличением высоты местности болотообразующая роль сфагновых мхов уменьшается. На Северном Урале наибольшую площадь занимают гипновые болота, сходные с болотами тундровой зоны. Сильная заболоченность отмечается выше границы леса. Характерно наличие мерзлоты в торфяниках и слабое торфонакопление, преимущественно за счет гипновых и осоково-гипновых торфов. Мощность торфа не превышает 30–40 см (Сторожева, 1960). Ниже границы леса встречаются деградирующие бугристые торфяники, образовавшиеся в условиях другого климата. Средний и

Южный Урал заболочены слабее, но заторфованность здесь больше. Болота располагаются в озерных котловинах, поймах рек, на террасах и склонах. На пологих склонах развиты крупные болота ключевого питания, относящиеся к типу низинных или переходных. Центральная часть их открытая, периферия занята согрой. На Южном Урале довольно много болот озерного происхождения с отложениями сапропеля. Мощность торфяных залежей здесь различна, местами достигая 9 м (Кац, 1971; Ивченко, Денисенков, 2012; Баишева и др., 2012; Ивченко, Знаменский, 2016; Гончарова, 2017). Слабоизученным в этом отношении является горная ландшафтная зона западного макросклона Среднего Урала.

Детального исследования болотных систем Среднего Урала до настоящего времени не проводилось. Территория Среднего Урала, как и всего Уральского региона, характеризуется неоднородным геолого-геоморфологическим строением, сложной историей формирования и развития. В этой связи, целью нашего исследования было выявить особенности торфяных залежей горных болот Среднего Урала.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Ненарушенные горно-таежные леса на Среднем Урале сохранились в пределах ООПТ «Государственный заповедник «Басеги» (Гремячинский городской округ, Пермский край), в состав которого входит хребет Басеги (рис. 1), с координатами 58°45'–59°00' с.ш. и 58°15'–58°38' в.д. Хребет простирается на 24 км и ориентирован с севера на юг параллельно главному Уральскому хребту. С северной стороны хребта находится обширная долина реки Усьвы, с южной – долина реки Вильвы. Хребет состоит из трех отдельных массивов – Северный Басег (951,9 м н.у.м.), Средний Басег (994,7 м н.у.м.) и Южный Басег (850 м н.у.м.), разделённых понижениями.

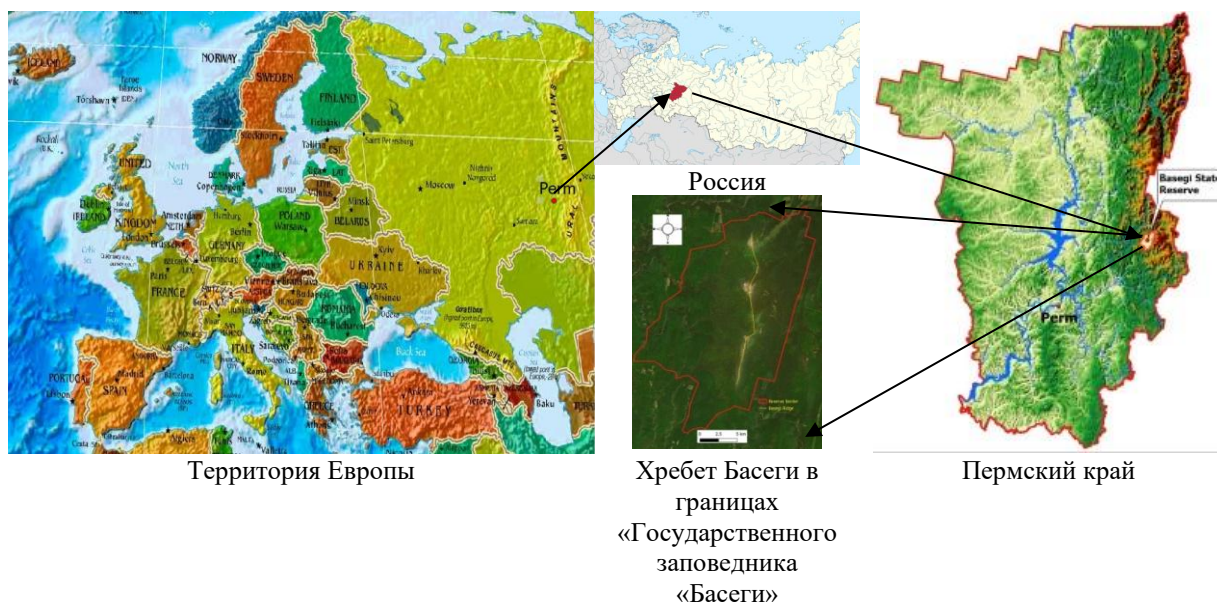


Рисунок 1. Местоположение объекта исследования.

В геологическом отношении территория хребта представляет собой комплекс метаморфизированных, терригенных, вулканогенных и интрузивных образований протерозойского, девонского и кембрийского возраста, перекрытый маломощным чехлом рыхлых четвертичных отложений. Рельеф среднегорный (высоты колеблются от 600 до 900 м). Территория хребта входит в зону грядово-останцового низкогорья Среднего Урала, которая является частью центральной зоны Урала и Новоземельско-Уральской области. Склоны гор, в целом, преимущественно прямые, местами ступенчатые, их средняя крутизна составляет 15–20°. Все вершины хребта имеют асимметричный профиль (с пологими западными склонами и более крутыми восточными).

Хребет Басеги расположен в зоне умеренного климата, солнечная радиация достигает 80–90 ккал/см² в год. Территория подвержена влиянию западных ветров, которые приносят из Атлантического океана влагу и неустойчивую погоду; характерен типичный континентальный бореальный климат с резкими колебаниями температур. Среднегодовая температура составляет –1,0°–1,4°. За год выпадает от 450 до 1100 мм осадков, причем половина этого объема представляет собой снег. Осадков на западном склоне хребта выпадает на 25–130 мм больше, чем на восточном склоне

(Летопись природы ..., 1997). Устойчивый снежный покров держится около 180 дней. Средняя глубина снежного покрова на западных склонах составляет 115–120 см, на восточных – почти на 30 см меньше.

Территорию хребта дренируют 14 водотоков различной протяженности от 2 до 27 км, являющихся притоками главной реки – Усьвы. В западной части от хребта формируются водосборные бассейны рек в форме дубового листа, а в восточной – стоковая система формируется в виде лопасти (Самофалова, 2020б; 2023). Таким образом, образование водосборных бассейнов в западной и восточной частях хребта указывает на различные процессы разрушения горного массива. В пределах хребта Басеги речные долины разработаны слабо в связи с твердыми подстилающими породами. Реки, спускающиеся с западных склонов хребта Басеги, следуют строго в западном направлении. Верховья рек и ручьев часто заболочены. В горных условиях встречаются заболоченные участки, плохо дренируемые и приуроченные к выровненным платообразным поверхностям на склонах, где происходит накопление внутрипочвенной влаги, стекающей с вышележащей части склона, и за счет затрудненного стока (Сарманова, Самофалова, 2017; Самофалова, 2017; Самофалова 2020а, 2020б; Самофалова и др., 2021; Самофалова, 2021). Ранее в пределах хребта Басеги определена бассейновая территориальная структура элементов **литоводосборных бассейнов (ЛВБ)** по Т.А. Трифионовой (1999). Установлена приуроченность болотных ландшафтов к местам водосборных воронок, расположенных на склоновых поверхностях литоводосборных бассейнов рек в переходных зонах: субальпийские луга – парковый лес, парковый лес – горная тайга (Самофалова, 2017; 2020б; 2023). Площадь переувлажненных территорий в пределах заповедника по данным ДЗ составляет 1472 га (Сивкова, Слесарев, 2023).

Хребет Басеги расположен в Уральской провинции, включающей горно-моховую и мохово-травяную тайгу. Основу растительности составляют леса, занимающие склоны и низины между горами. По зональному подразделению растительного покрова П.Л. Горчаковским (1975), данная местность определяется как часть средней тайги бореально-лесной зоны, расположенной на западных склонах Уральских гор, где господствует густая тайга с древостоем из ели и пихты. Согласно геоботаническому районированию Пермского края, хребет Басеги относится к подобласти пихтово-еловых и берёзовых лесов области горно-таёжных пихтарников. Выражены следующие вертикальные пояса растительности: горно-лесной, субальпийский (подгольцовый) и горно-тундровый (гольцовый). Подгольцовый пояс подразделяется на подпояса парковых лесов, криволесья и субальпийских лугов.

Исследования проводили в 2018–2022 гг. Использовали методы: сравнительно-географический, ГИС-технологий, индикационных связей, статистические, картографические, геомоделирования. Исходные материалы: топографические карты масштаба 1:25000, подготовленные с помощью программы SAS-Planet, космические снимки (спутники ДЗЗ SPOT-6 и ResursP 14.08.2014 и 27.09.2014) с разрешением до 1,5 м. Обработка материала, анализ данных проведены на базе современной ГИС MapInfo Professional. Составлены цифровые карты рельефа, мощности торфа в пределах болотных массивов.

Методом маршрутов на западном и восточном склонах хребта на пологих участках с незначительным уклоном в пределах горы Северный Басег определены ключевые участки. Болотный массив на западном склоне вытянут вдоль хребта с севера на юг протяженностью 1,5 км и занимает высоты 525–492 м н.у.м. в переходной зоне горно-таежного высотного пояса и паркового редколесья. Исследования на западном склоне (ключевой участок 1) осуществляли в границах трех болотных массивов (табл. 1) площадью 14,94 га. На восточном склоне (ключевой участок 2) болотный массив спускается с горы в направлении от центральной части хребта на восток на высоте 570–556 м н.у.м., длиной от 250 до 350 м, площадью около 3 га.

Внутри каждого из болотных мезоландшафтов, благодаря предварительному осмотру, определены отдельные болотные микроландшафты, в пределах которых проведено геоботаническое описание (Классификация видов торфа..., 1951; Полевая геоботаника, 1964; Куликова, 2006).

Бурение **торфяных залежей (ТЗ)** (12 шт.) и отбор проб торфа проведено с интервалами 10 см до минерального ложа (Атлас растительных остатков, 1959; Справочник по торфу, 1982). Расположение скважин спланировано с учетом растительного покрова на болотном мезоландшафте по линии «центр – периферия» и основных растительных формаций (болотные микрозоны). Первоочередное значение придавалось растительности «генетического центра» болота, отражающей динамику развития экосистемы (Куликова, 2006). Типологические особенности болот определяли по характеру залегания в горном ландшафте в соответствии с классификационной схемой морфологических типов, разработанной для ледников (Гвоздецкий, Голубчиков, 1987; Долгушин, Осипова, 1989; Волкова и др.,

2010), гидроморфологической классификацией болот (Иванов, 1957), схемой гидротопографической классификации горных болот Европы (Wheeler, Proctor, 2000).

Таблица 1

Основная характеристика болотных массивов на склонах хребта

Болотный массив	№ скважины (ТЗ)	Высота н.у.м., м	Глубина скважины, см	pH _{H2O}	Растительная группировка
Западный склон, ключевой участок 1					
1	11	498	120	4,6	Травяно-моховая (осоково-пушицево-пухоносого-сфагновая)
	7	525	150	4,6	Березово-пушицево-осоково-сфагновая
	12	520	40	4,2–4,6	Елово-чернично-морозово-сфагновая
2	8	517	140	4,2–4,4	Осоково-шейхцериево-сфагновая
	9	518	60	4,8	Вейниково-сабельниково-осоково-сфагновая
3	10	492	120	5,2–5,4	Сабельниково-осоково-сфагновая
Восточный склон, ключевой участок 2					
4	3	562	180	5,0	Осоково-сфагновая
	1	556	300	4,8–5,0	Вахтово-осоково-сфагновая
	6	570	325	5,0	Елово-чернично-морозово-сфагновая

В каждой торфяной залежи при помощи портативных кондуктометра (EC232 ЭКОСТАБ Портативный кондуктометр) и рН-метра (для воды EcoDigital цифровой) определены показатели электропроводности и рН болотных вод.

В образцах торфа определяли: влажность, зольность (ГОСТ 11306-83) и окраску по стандартной цветовой шкале (Андропова, 1992). По образцам торфа в лабораторных условиях глазомерно-процентными макро- и микроскопическими методами определяли степень разложения и степень минерализации торфа.

Использованы методы описательной статистики. Статистическая обработка осуществлялась в программах Microsoft Excel и STATISTICA 8. Проведена оценка существенности разности выборочных средних зольности торфа по *t*-критерию на уровне значимости 0,05.

Использование только статистических методов ограничивает возможности исследования. Состояние растительного покрова обусловлено множеством факторов, а для многофакторных явлений более перспективно применение **информационно-логического анализа (ИЛА)** (Сорочкин, 1977; Пивоварова, 2006; Самофалова, 2017; Самофалова, 2020а; 2020б; 2023; Пивоварова и др., 2025). В основу метода ИЛА положено представление об измеряемости информации, которая передается изучаемому явлению от факторов, и оценка силы связи между признаками путем сравнения априорной вероятности (всей выборки) с условными вероятностями (каждого из факторов). С помощью информационно-логического анализа определяется степень связи между явлением и фактором показателями: общая информативность *T* (бит) и коэффициент эффективности передачи информации от фактора к явлению *K* (при $K > 0,13$ связь является достоверной). При анализе связей с помощью информационных показателей учитывали следующие характеристики: торфяные скважины, болотные массивы, экспозиция склонов, окраска торфа, зольность торфа. Для определения степени зависимости проведено ранжирование характеристик и составлены таблицы абсолютной встречаемости сочетаний, а затем рассчитана матрица оценок вероятности сочетаний разных состояний по отношению условной вероятности для каждого ранга явления по каждому рангу фактора. Для каждого центрального образа (таксона) рассчитаны специфические (наиболее вероятные) состояния признаков.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Роль геоморфологического фактора в формировании торфяных залежей в условиях Урала достаточно значительна. Считается, что в горной местности торфяники встречаются редко и приурочены, в основном, к горным долинам и озёрным котловинам (Русский, 2001); также торфяники характерны для межувальных понижений, древних лощин стока, образовываясь путем заболачивания озёр и суходолов.

Считается, что растительный покров болотного биотопа гомогенен, если питающие воды в пределах болотного массива не изменяются и распределены равномерно по поверхности болота.

Однако, если участки болота отличаются по свойствам питающих вод, растительный покров является гетерогенным, так как сочетает в своем составе разные по трофности растительные сообщества. В целом, в болотных массивах 100% проективное покрытие характерно для мохово-лишайникового яруса и около 60–80% приходится на травяно-кустарничковый ярус.

В пределах болотного микроландшафта 1 (ТЗ 11) растительная группировка определена как травяно-моховая (табл. 1), так как отсутствует древесный ярус (только отдельно стоящие деревья в угнетенном состоянии). В растительном покрове преобладают следующие виды: *Eriophorum vaginatum* L., *Carex pauciflora* Lightf., *Trichophorum cespitosum* (L.) Hartm., *Sphagnum fallax* (H. Klinggr.) H. Klinggr., *S. riparium* Ångstr., *Pleurozium schreberi* (Brid.) Mitt.

Растительное сообщество, характеризующее ТЗ 7 на высоте 525 м отличается тем, что в вертикальной структуре растительности возрастает доля травяно-кустарничкового яруса. Доминантами в древесном ярусе являются *Betula pubescens* Ehrh., в травяно-кустарничковом ярусе – *Carex rostrata* Stokes, *Eriophorum vaginatum*, *Oxycoccus palustris* Pers., в мохово-лишайниковом – *Sphagnum fallax* и *S. divinum* Flatberg & K. Hassel. В данном микроландшафте встречается до пяти видов сфагнов.

Елово-чернично-морошково-сфагновое сообщество расположено на окраине болотного массива 1 в некотором понижении относительно предыдущего микроландшафта и характеризуется большим проективным покрытием древесного яруса (40%). Преобладающий вид в древесном ярусе *Picea obovata* Ledeb. (25–50%). В травяно-кустарничковом ярусе содоминантами являются *Rubus chamaemorus* L., *Vaccinium myrtillus* L., обильна *Eriophorum vaginatum*. Также в этом ярусе единично встречаются различные виды осок и седмичник европейский. Мохово-лишайниковый ярус представлен 4 видами сфагнов, среди которых преобладают *Sphagnum girgensohnii* Rossow и *S. divinum*. Встречается *Polytrichum commune* Hedw. (менее 5% проективного покрытия).

Итак, разнообразие растительных сообществ связано с разным типом питания. Питающие воды распределены неравномерно на поверхности болота, что может диагностировать различия по положению в рельефе и указывает на разные условия болото- и торфообразовательного процесса. Наименьшая мощность ТЗ оказалась под елово-чернично-морошково-сфагновым растительным сообществом, где ТЗ сложена древесным торфом, переходящим глубже 40 см в минеральную основу.

Болотный мезоландшафт 2 имеет меньший перепад высот внутри массива, расположен на высоте 517–518 м н.у.м. Однако болотные биотопы здесь также представлены различными сочетаниями растений-торфообразователей: вейниково-сабельниково-осоково-сфагновое и осоково-шейхцериево-сфагновое сообщества. Древесный ярус в большей степени (около 15%) представлен на окраине болотного массива (ТЗ 9), а в центральной части единично стоящими *Betula pubescens*, *Pinus sibirica* Du Tour, *Picea obovata*. Кустарничковый ярус отличается большим разнообразием видов растений также на окраине болотного массива 2 с невысоким проективным покрытием (менее 5 и менее 1%). В травяно-кустарничковом ярусе в центральной части болотного массива (ТЗ 8) преобладают *Scheuchzeria palustris* L., *Carex limosa* L., а на окраине (ТЗ 9) – *Calamagrostis langsdorffii* (Link) Trin., *C. purpurea* (Trin.) Trin., *Comarum palustre* L., *Carex rostrata* и *C. canescens* L. Мохово-лишайниковый ярус представлен шестью видами *Sphagnum* в центральной части массива и четырьмя видами на окраине болотного массива – общие доминанты *Sphagnum riparium*, *S. fallax*. Кроме этого, в центральной части массива преобладает *S. divinum*, а на окраине появляется *Polytrichum commune* (до 5% проективного покрытия). На ключевом участке болотного массива 2, от его центра занятого осоково-шейхцериево-сфагновым растительным сообществом с присутствием болотных кустарничков (*Vaccinium uliginosum* L., *Oxycoccus palustris*), мощность торфяной залежи снижается к окраине болота, постепенно переходя в грубогумусный или перегнойный органический материал (органо-минеральный горизонт). Мощность ТЗ здесь варьирует от 60 см на высоте 518 м н.у.м. до 140 см на высоте 517 м.

Болотный массив 3 топографически расположен ниже по сравнению с вышеописанными болотными мезоландшафтами. На данном болотном массиве преобладают ев-мезотрофные сабельниково-осоково-сфагновые растительные сообщества. В травяно-кустарничковом ярусе содоминируют *Comarum palustre*, *Carex rostrata*, *Carex limosa*. Обильны *Equisetum fluviatile* L., *Oxycoccus palustris*, *Menyanthes trifoliata* L. В нижнем ярусе растительного покрова обнаружено несколько видов сфагнума, характерных для эвтрофных и мезотрофных болотных экосистем (*Sphagnum riparium*, *S. fallax*, *S. centrale* С.Е.О. Jensen). Отмечен *Polytrichum commune*, занимающий до 5% проективного покрытия и *Sphagnum divinum*. Последний вид характерен для олиготрофных болот, что может указывать на начавшееся развитие болота по переходному типу. Мощность ТЗ невелика и

составляет 70 см. Глубже растительные остатки встречаются в сочетании с минеральным компонентом. Общая глубина скважины 100 см.

На восточном склоне хребта болотный массив характеризуется сменой болотных биотопов с высотой местности. Центральная часть болота представлена вахтово-осоково-сфагновым фитоценозом (ТЗ 1, 556 м). Основные доминанты в этой части болотного массива травянистые растения *Menyanthes trifoliata*, *Carex limosa*, *C. rostrata* и сфагнумы: *Sphagnum balticum* (Russow) C.E.O. Jensen, *S. divinum*, *S. papillosum* Lindb., *S. russowii* Warnst. Единично в растительном покрове встречаются *Eriophorum vaginatum*, *Equisetum fluviatile*, *Drosera rotundifolia* L., *D. anglica* Huds., *Ligularia sibirica* (L.) Cass., *Oxycoccus palustris*, *Sphagnum rubellum* Wilson и *S. centrale* C.E.O. Jensen. К северной части массива развиваются осоково-сфагновые сообщества (ТЗ 3, 562 м) с преобладающими видами *Carex rostrata*, *Sphagnum riparium*, *S. fallax*, *S. russowii*. Восточная окраина болота занята елово-чернично-морошково-сфагновым сообществом (ТЗ 6, 570 м). Здесь хорошо выражен древесный ярус, в котором преобладает *Picea obovata*. Осоки встречаются единично. Около 25–50% проективного покрытия занимает *Vaccinium myrtillus*, *Rubus chamaemorus*. В мохово-лишайниковом ярусе содоминируют *Sphagnum girgensohnii* и *Polytrichum commune*, от 5 до 12% проективного покрытия занимает *Sphagnum divinum*, менее 5% покрытия приходится на *S. russowii* и *S. centrale*. Мощность торфяной залежи в болотном массиве 4 варьирует от 180 до 325 см.

Геоботаническое описание растительного покрова болотных массивов демонстрирует гетерогенность болотных биотопов. Определены типы болот как топяные и лесо-топяные, а группы в соответствии с преобладающими растениями торфообразователями как травяно-моховые, древесно-моховые и древесно-травяные.

Реакция среды болотных вод варьирует от сильнокислой на западном склоне хребта до слабокислой на восточном склоне. Наиболее низкие значения рН 4,2–4,6 ед. характерны для болотных массивов западного склона.

Формирование минерализации болотных вод в вегетационный период происходит под влиянием процессов поглощения минеральных компонентов растениями и увеличения их содержания при распаде органики и в процессе испарения (Калужный, 2018). Минерализация болотных вод в исследуемых болотных массивах низкая и варьирует в пределах 0,005–0,04 г/л (в пересчете с электропроводности 1,0 мS/cm = 0,5 грамм солей на литр). Таким образом, воды являются достаточно пресными, бедными и очень слабо минерализованными.

Болотные системы могут быть приурочены к любым формам рельефа разнообразного генезиса (Жиров, Кирюшкин, 2003). Взаимосвязь рельефа местности с болотными массивами достаточно сложная и мало изученная. Рельеф влияет на соотношение между быстротой роста размеров болотных систем (плоскостной) и быстротой его роста в вертикальном направлении, т.е. на формирование собственного рельефа болотного массива. Разные вариации в морфометрии рельефа и смены коренных пород всегда вызывают закономерные изменения характерных черт болотных систем. Четко выраженные изменения признаков болот отмечаются на границах перехода при смене коренных пород и четвертичных отложений.

Преобладающее влияние на формирование болотных ландшафтов в пределах водосборных воронок оказывают конкретные морфометрические показатели (средняя высота и средний уклон бассейнов), что доказывает литологические различия западного и восточного склонов хребта (Самофалова 2020б; 2023). Согласно геологической карте дочетвертичных образований, западный склон хребта сложен сланцами серицит-хлорит-кварцевыми, а восточный – кварцито-песчаниками и сланцами. Соответственно, процессы бассейнообразования проходят с разной интенсивностью на склонах хребта, что создает различные условия для образования торфяных залежей. Изменение литологического состава предопределяет способность водотоков врезаться, образовывать наносы, расчленять территорию и, как следствие, изменяется водно-минеральное питание в болотных фитоценозах, меняется характер водообмена между болотом и окружающими его минеральными почвами и грунтами.

Формирование горных болот происходит в условиях резко расчлененного рельефа, который ограничивает горизонтальное расширение торфяных залежей, что особенно заметно на западном склоне на ключевом участке 1. Здесь болотные массивы расположены в пределах водосбора безымянного ручья, приурочены к трем ступеням в пределах водосборной воронки и вытянуты полосой вдоль хребта; микрорельеф бугристо-мочажинный. Болотные массивы имеют уклон с севера на юг (рис. 2а). Общий перепад высот на ключевом участке 1 составляет около 30 м. Торфяная залежь неглубокая, с колебаниями от 0,4 до 1,5 м (ТЗ 11, 12, 7) (рис. 2б). Наименьшие значения вертикального

расчленения и наибольшие значения горизонтального расчленения рельефа создают условия для развития болота горизонтально только в болотном массиве 2 (ТЗ 8 и 9).

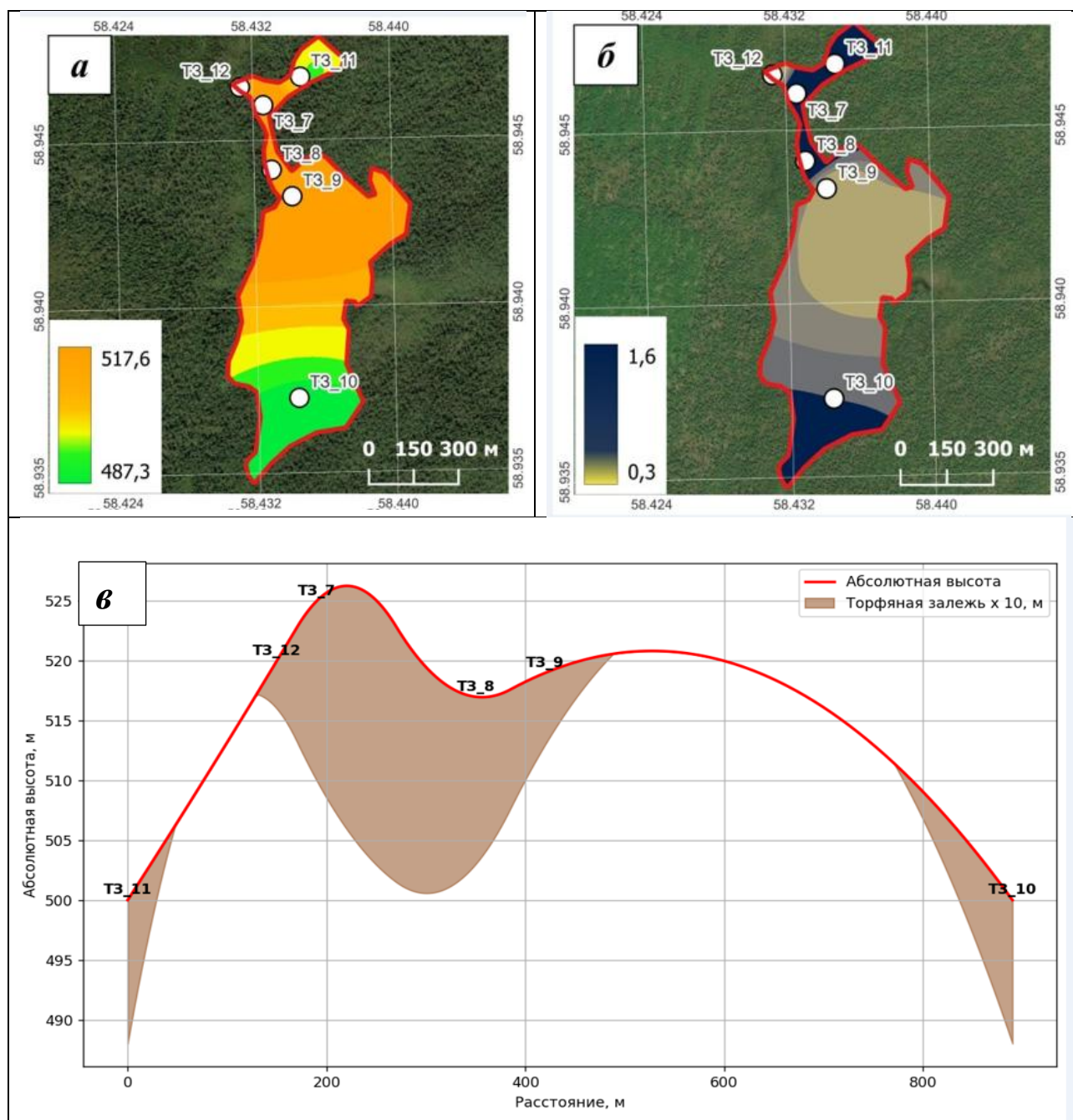


Рисунок 2. Топографический профиль абсолютной высоты местности и мощности торфяных залежей в пределах ключевого участка 1 на западном склоне: а) цифровая модель рельефа; б) цифровая модель мощности торфа; в) мощность торфа на минеральной поверхности с учетом ее кривизны.

В районах интенсивных неотектонических поднятий заторфованность всегда меньше, чем в областях опусканий (Жиров, Кирюшкин, 2003). Так как процессы торфообразования и торфонакопления происходят в понижениях рельефа, то болотные микроландшафты принимают их форму, их контуры дают представления о геометрической форме понижений, т.е. контур нулевой границы болотных микроландшафтов является проведенной горизонталью по склону понижения (рис. 2в). При неотектонических поднятиях улучшается естественный дренаж и происходит смена растительного покрова: травяно-моховые растительные группировки (ТЗ 11) переходят в древесно-моховые (ТЗ 12) и древесно-травяные (ТЗ 7). Топографический профиль абсолютной высоты местности и мощности торфяных залежей в пределах ключевого участка 1 демонстрирует изменение

рельефа и мощности торфа. Здесь происходит смена мезо- (ТЗ 11) и эвтрофного (ТЗ 12) болотных массивов на олиготрофный (ТЗ 7) с выпуклой поверхностью, а далее в понижениях и слабовыпуклых участках поверхности формируются мезотрофные болотные массивы. Таким образом, смена эвтрофной и мезотрофной растительности на олиготрофную происходит вначале на периферии болота, а затем в центральной части, что типично для болотных систем, формирующихся в условиях сильнопересеченного рельефа.

На восточном склоне болотный массив 4 (ключевой участок 2) значительно меньше по площади и имеет изометричную форму в плане. Перепад высот внутри болотного ландшафта составляет 14 м (рис. 3а). Мощность ТЗ изменяется и в разных частях болотного массива и варьирует от 1,80 м до 3,25 м (рис. 3б).

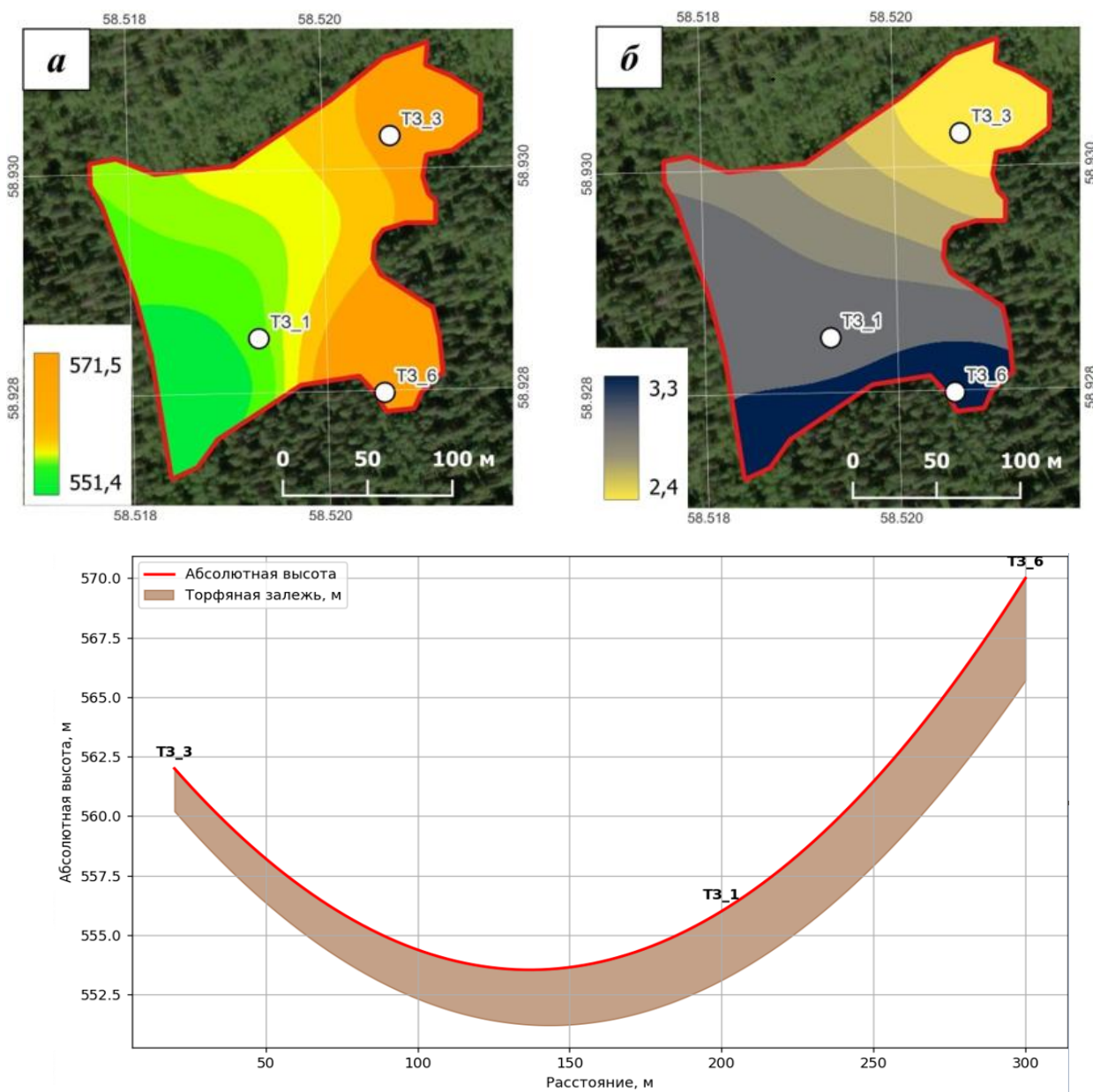


Рисунок 3. Топографический профиль абсолютной высоты местности и мощности торфяных залежей в пределах ключевого участка 2 на восточном склоне: а) цифровая модель рельефа; б) цифровая модель мощности торфа; в) мощность торфа на минеральной поверхности с учетом ее кривизны.

Наибольшая толща торфа зафиксирована в юго-восточной части болотного массива, расположенной на большей высоте (ТЗ 6). Поверхность болотного массива изменяется с северо-востока на юго-запад и с востока на запад. Мезотрофные микроландшафты (травяно-моховая растительность) характерны для северной слабовыпуклой и центральной пониженной части болотного

массива. Выпуклая часть поверхности болотного массива (ТЗ 6) характеризуется древесно-моховой группировкой. На ключевом участке 2 поверхность торфяной залежи повторяет минеральную поверхность (рис. 3в), что может косвенно указывать на большую прочность пород, чем на западном склоне Северного Басега.

Дифференциацию поверхности болотных ландшафтов устанавливают по следующим признакам: морфология поверхности (выпуклая, плоская, вогнутая); рисунок поверхности (гомогенный или комплексный); тип водно-минерального питания (атмосферное, грунтовое, поверхностно-сточное) (Лапшина, 2003).

В болотных массивах хребта Басеги по основным механизмам обеспечения болот избыточной влагой выделены: на западном склоне – тип топогенных болот смешанного питания (болота торфяно-поверхностно-сточного питания); на восточном склоне – тип солигенных болот (ключевого питания) за счет постоянного латерального притока.

На основе многоуровневой классификации (Лапшина, 2003) изучаемые болотные массивы хребта Басеги на зонально-географическом уровне можно отнести к следующим зонально-климатическим типам болот: выпуклых (сфагновых комплексных) и вогнутых очаговых (травяных) болот в суффозионных западинах. Выпуклые болота питаются атмосферными осадками и сложная структура поверхности (гряды, мочажины, озерки, ямы, их разнообразные сочетания) формируются в результате внутриболотного стока (западный склон Северного Басега); развиваются на всех типах поверхности. Вогнутые болота размещаются в неглубоких депрессиях в подгольцовом поясе на небольших террасированных наклоненных в сторону хребта поверхностях (восточный склон Северного Басега).

Известно, что окраска торфа зависит от состава растений торфообразователей и степени разложения. В анализируемых торфяных залежах преобладают различные оттенки бурого (от очень темно-красноватого до охристого), встречаются буровато-черный, реже буровато-серый.

Так, торф ТЗ 7 (в центре болотного массива) характеризуется наиболее темной окраской – буровато-черной, что свидетельствует о высокой степени его разложения и специфике растительности, входящей в состав (рис. 4А). Торф ТЗ 11 и 12 (на окраине болотного массива) отличается очень темной красновато-бурой окраской. Такие темные оттенки в окраске торфа могут быть связаны с наличием в его составе определенных видов растительных остатков, таких как пушица, черника и береза. Эти растения, благодаря высокому содержанию пигментов, способствуют формированию более темной окраски торфа, что является характерной особенностью горных болот на Среднем Урале. В болотном массиве 2 развиваются растительные группировки: вейниково-сабельниково-осоково-сфагновая (ТЗ 9) и осоково-шейхцериево-сфагновая (ТЗ 8). Окраска торфа изменяется от очень темно-красновато-бурого в слое залежи до 20 см и в слоях от 50 до 70 см, до очень темно-бурого на глубинах 20–50 см и 70–130 см. Буроватая окраска торфа указывает на присутствие осоки и сфагновых мхов в процессе его формирования. Торф, состоящий из шейхцерии, на воздухе меняет цвет, темнеет до коричневого оттенка. В болотном массиве 3 преобладает растительность, представленная сабельниковыми, осоковыми и сфагновыми сообществами. Торф здесь отличается буровато-рыжей окраской. Окраска торфа изменяется по глубине залегания: буровато-черная до 20 см, далее до глубины 20–80 см становится красновато-бурой, а глубже вновь буровато-черная.

На восточном склоне окраска торфа сильно варьирует (рис. 4Б). В залежи на более высокой позиции (570 м) торф до глубины 50 см имеет различные оттенки бурого цвета; далее до 100 см торф характеризуется как очень темный красновато-бурый; на глубине 100–180 см торф имеет буровато-черную окраску, а далее до 300 см отмечается чередование очень темной красновато-бурой и буровато-черной окраски вплоть до минерального горизонта. В ТЗ 3 (562 м) также отмечается чередование торфа с очень темной красновато-бурой и буровато-черной окраски с той лишь разницей, что прослой торфа с красноватой окраской меньше по мощности. В торфяной залежи, расположенной в наиболее низкой позиции в пределах болотного массива, торф до 70 см очень темно-бурый, далее до 180 см цвет сменяется на очень темный красновато-бурый, затем идет слой буровато-черного торфа до 230 см и далее снова очень темный красновато-бурый.

Итак, окраска торфа представляет собой сочетание различных бурых оттенков. В пределах всей толщи торфяной залежи происходит изменение окраски торфа. Это свидетельствует о смене основных растений-торфообразователей и косвенно указывает на смену гидротермических условий в ходе развития залежи.

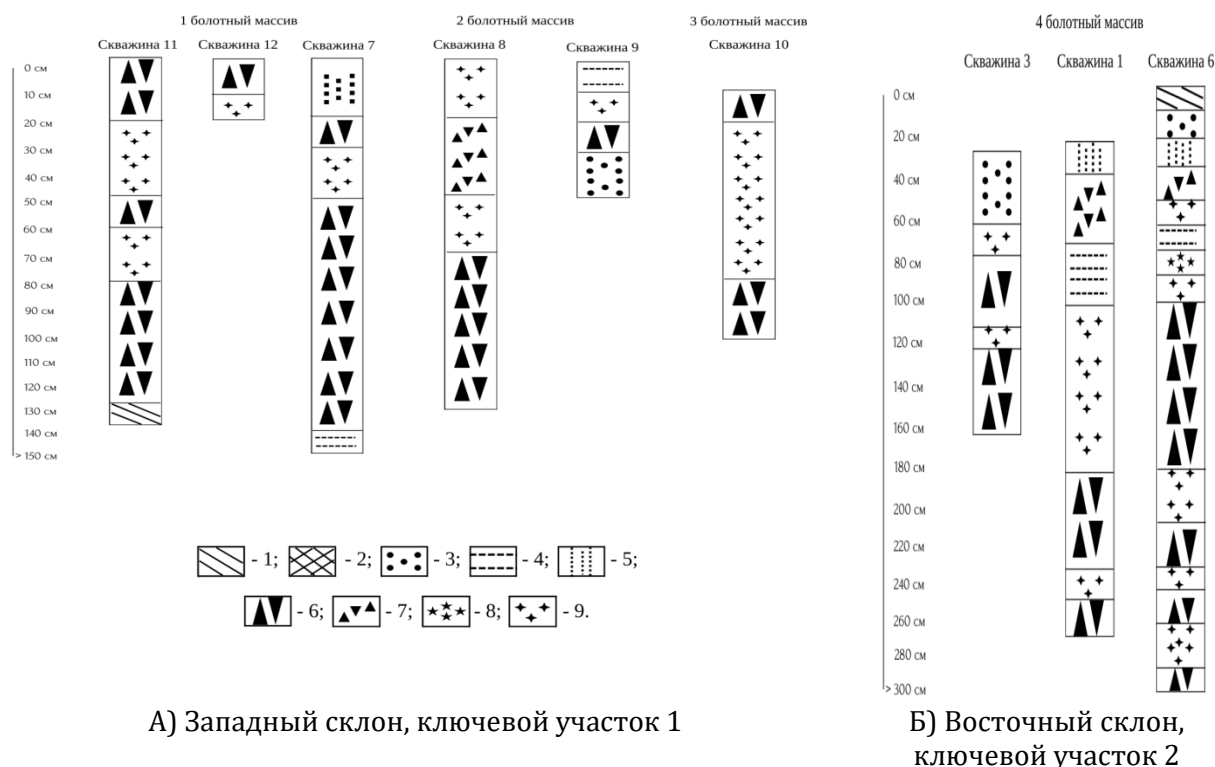


Рисунок 4. Окраска торфа по профилю торфяных залежей.

Условные обозначения: 1 – темно-бурый; 2 – охристо-бурый; 3 – буровато-серый; 4 – очень темно-серый; 5 – интенсивно-бурый; 6 – буровато-черный; 7 – очень темно-бурый; 8 – темно-красновато-бурый; 9 – очень темный красновато-бурый.

Проведен информационно-логический анализ и установлена наиболее характерная специфичная окраска торфа в пределах торфяных залежей (табл. 2). Результаты демонстрируют преобладающие цвета торфа в болотных массивах. В болотном массиве 1 наиболее вероятная окраска торфа изменяется в пределах болотного микроландшафта от темно бурой до интенсивно бурой. В болотном массиве 2 в профилях залежей появляются серые оттенки торфа и наиболее специфичным является буровато-серый и очень темно-бурый торф. В болотном массиве 3 наиболее вероятной окраской является очень темная красновато-бурая. В болотном микроландшафте на восточном склоне специфичной является буровато-черная окраска торфа (ТЗ 6 и 3) и очень темная красновато-бурая (ТЗ 1). Следует отметить, что максимальная степень разброса (неоднородности) характерна для торфа на восточном склоне.

Таблица 2

Результаты информационно-логического анализа по окраске торфа в торфяных скважинах

Склон	Болотный массив	№ скважины	Высота, м н.у.м	Преобладающая окраска торфа
Западный	1	11	498	темно-бурая
		12	520	очень темная красновато-бурая > буровато-черная
		7	525	интенсивно-бурая > очень темно-серая > буровато-черная
	2	8	517	очень темно-бурая > буровато-черная
		9	518	буровато-серая > очень темно-серая
	3	10	492	очень темная красновато-бурая
Восточный	4	3	562	буровато-черная > буровато-серая, очень темная красновато-бурая
		1	556	очень темная красновато-бурая > буровато-черная
		6	570	буровато-черная > охристо-бурая > темно-бурая

Одной из важных характеристик торфа является его влагоемкость. В изучаемых торфяных залежах показатель влагоемкости изменяется в широких пределах даже в пределах отдельных микроландшафтов (рис. 5А). Следует заметить, что в торфяных залежах ближе к периферии болота влагоемкость наибольшая и с большим размахом изменчивости. В торфяных залежах,

сформированных ближе к центру болотного массива, значения влагоемкости менее разбросаны и хорошо группируются вокруг медианы.

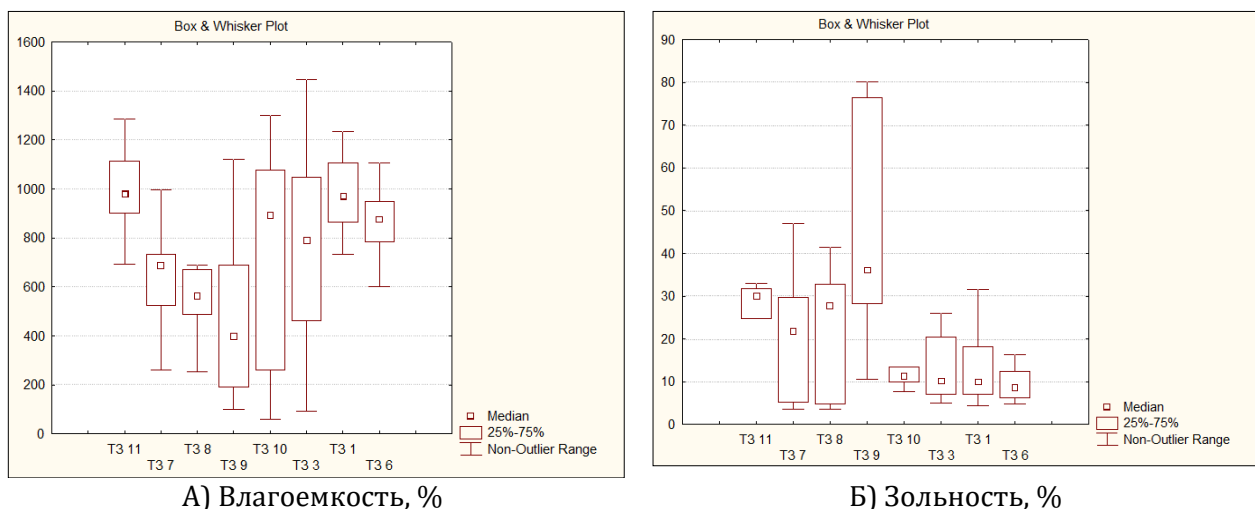


Рисунок 5. Свойства торфа в торфяных залежах (для всей толщи залежи).

В болотном массиве 1 болотного мезоландшафта (ТЗ 7) влагоемкость варьирует от 3000% на поверхности до менее 100% на глубине 120 см и глубже (рис. 6А). Следует отметить, что изменение влагоемкости с глубиной в торфяной залежи скважин 7 и 11 диагностирует их принадлежность к переходному типу (Классификация видов торфа ..., 1951). Слой торфа 0–40 см с влагоемкостью 1500–3000% является торфом верховым типа. Далее, до 100 см влагоемкость снижается и варьирует в диапазоне около 1000%, что свойственно влагоемкости торфа переходного типа. На глубине 100–120 см отмечается некоторое возрастание влагоемкости.

Таким образом, болотный массив 1 отличается более или менее хорошо выраженной выпуклостью рельефа – чередуются повышенные (ТЗ 12, 7) и пониженные участки (ТЗ 11). Центр болотного массива расположен восточнее, так как поверхность в центре является выпуклой из-за того, что сфагновые мхи, характерные для этих болот, быстрее нарастают в части болота с минимальной минерализацией вод.

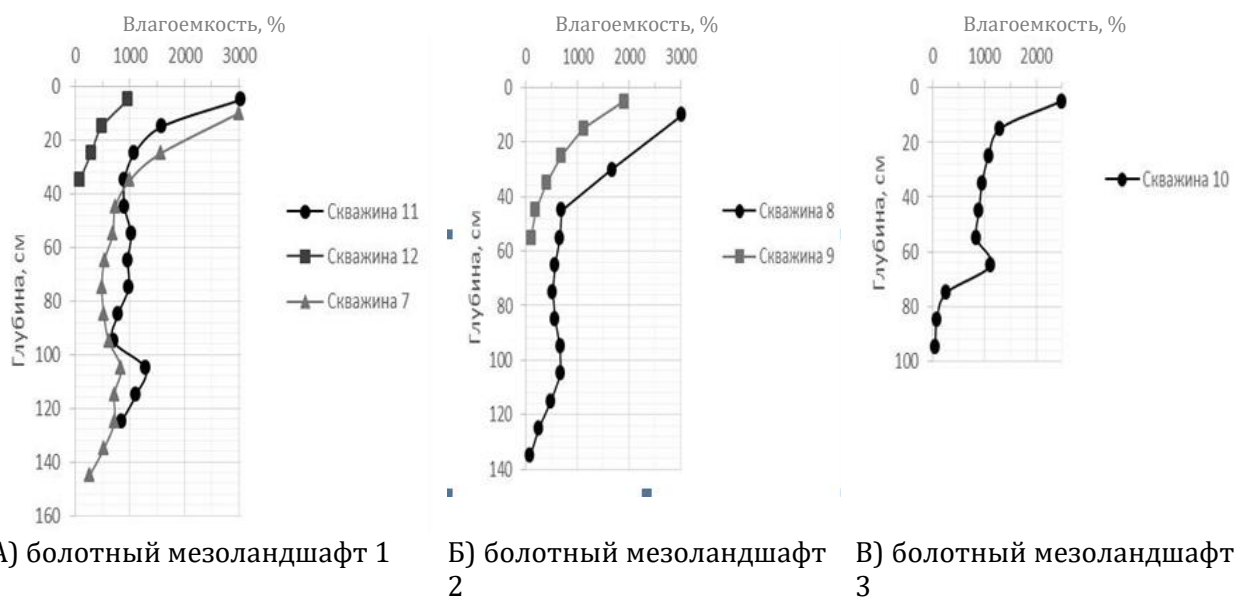


Рисунок 6. Распределение влажности в профиле торфяных залежей на западном склоне.

Изменение влагоемкости торфа с глубиной в скважинах болотного массива 2 позволяет, предположительно, отнести торфяные залежи к низинному типу (рис. 6Б): до 50–60 см залегает слой верхового торфа, а во втором полуметре (до 100–110 см), где влагоемкость с достаточной

стабильностью составляет около 500%, торф относится к низинному типу. Глубже 110 см влагоемкость резко снижается и становится менее 100%, что диагностирует наличие минерального компонента в сочетании с органическим веществом. В профиле торфяной залежи 10 (болотный массив 3) выделяются слои, сформированные по переходному (0–20 см) и по низинному (20–70 см) типу (рис. 6В). Мощности слоев разных типов болотообразования меньше, чем в торфяных залежах, расположенных выше по рельефу. Таким образом, можно предположить меньший возраст этой торфяной залежи.

Анализ изменения влагоемкости торфа по глубине на восточном склоне (рис. 7) позволяет сделать ряд выводов-предположений. В юго-восточной краевой части болота (ТЗ 6) влагоемкость торфа до 280 см изменяется незначительно, в пределах 700–1000%, что позволяет отнести залежь к низинному типу. Более дифференцированы по влагоемкости профили торфяной залежи в центральной и северной краевой части болотного участка (ТЗ 1 и 3, соответственно). Источником минеральных соединений торфа служит привнос минеральных компонентов с паводковыми и грунтовыми водами, воздушная и биогенная миграции. Зольность торфа в торфяных залежах варьирует в широком диапазоне (см. рис. 5Б).

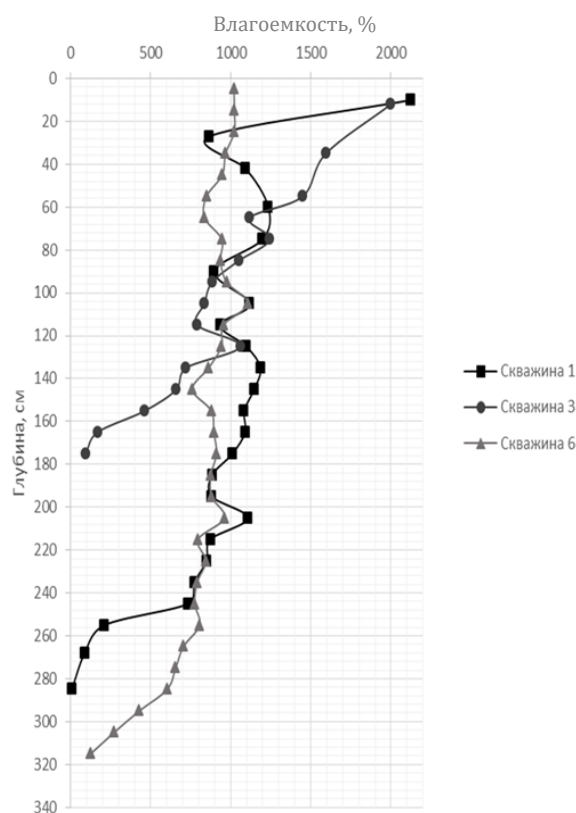
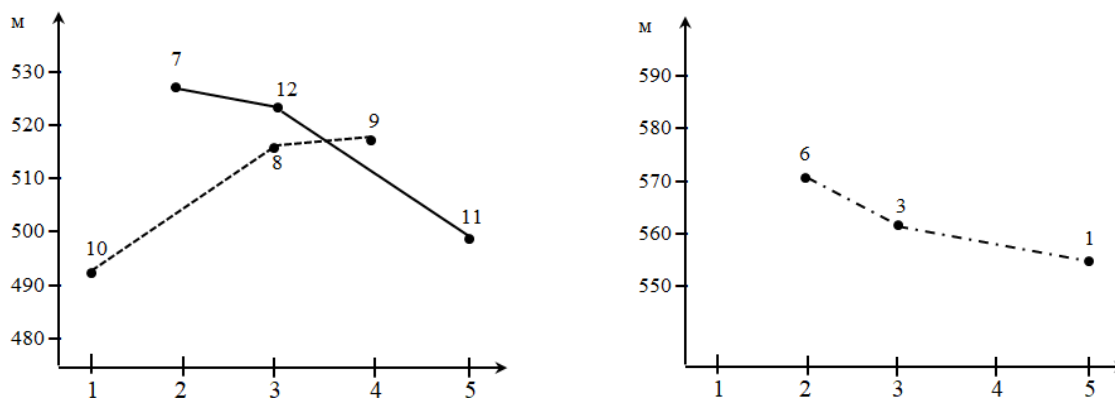


Рисунок 7. Распределение влажности в профиле торфяной залежи на восточном склоне, мезоландшафт 4.

Определена достоверность различий зольности торфа болотных массивов на западном склоне на основании расчета критерия существенности t (критерий Стьюдента) разности средних ($t_{факт} > t_{0,5}$). Это доказывает пестроту гидротермических условий в пределах болотного ландшафта.

Информационно-логический метод позволяет сравнивать сразу несколько выборок. Определены наиболее специфичные состояния зольности торфяных залежей. На западном склоне на части ключевого участка в болотном массиве 1 зольность торфа повышается с уменьшением высоты (рис. 8А, сплошная линия), а в болотных массивах 2 и 3, расположенных несколько южнее, отмечается обратная зависимость: с уменьшением высоты местности зольность торфа снижается (рис. 8А, пунктирная линия). На ключевом участке 2 на восточном склоне в болотном массиве 4 проявляется та же тенденция, что и в болотном массиве 1 (рис. 8Б).



А) западный склон, ключевой участок 1
 — болотный массив 1
 - - - болотный массив 3 (ТЗ 10) и 2 (ТЗ 8,

Б) восточный склон, ключевой участок 2
 - - - болотный массив 4

9)

цифры на графиках – номера торфяных залежей;
 цифры на горизонтальной оси – группы шкалы зольности:
 1 – менее 25%; 2 – 15–25%; 3 – 25–35%; 4 – 35–45%; 5 – более 45%.

Рисунок 8. Изменение зольности торфа в верхнем слое торфяной залежи в зависимости от высоты местности.

Определена информационная связь между окраской торфа и его зольностью. Так, на восточном склоне с зольностью торфа < 20% наиболее вероятна охристо-бурая и буровато-серая окраска, на западном склоне окраска торфа при этой же зольности темнее: очень темно-серая и интенсивно-бурая. Для торфа с зольностью 20–45% специфична буровато-черная (восточный склон) и очень темно-бурая (западный склон) окраска. Торф с зольностью > 45% характеризуется близкой окраской торфа: очень темно-бурой и темно-бурой на восточном и западном склонах, соответственно. Наиболее тесная связь между зольностью торфа и его окраской проявляется на западном склоне: общая информативность $T=0,375$ бит, коэффициент эффективности передачи каналов связи $K=0,287$.

Зольность торфа более всего варьирует в пределах профилей на западном склоне (рис. 9).

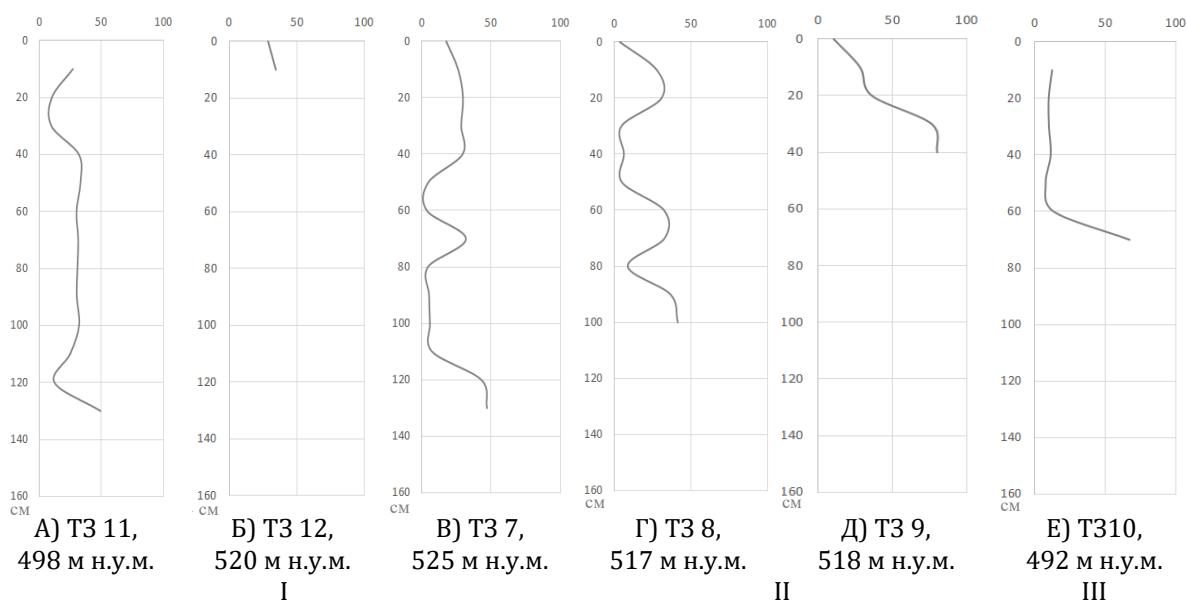


Рисунок 9. Зольность торфа (%) по профилю торфяной залежи (ТЗ) на западном склоне, ключевой участок 1. Обозначения: I – массив 1; II – массив 2; III – массив 3.

На восточном склоне зольность торфа в пределах скважин изменяется иначе, чем на западном склоне (рис. 10). Необходимо отметить, что зольность торфа постепенно с незначительным

варьированием увеличивается с глубиной. В ТЗ 3 на северо-восточном направлении резкое повышение зольности отмечается с глубины 90 см. В ТЗ 1 в юго-западном направлении резкое изменение показателя происходит в слое глубже 160 см, а в ТЗ 6 – на глубине более 230–240 см.

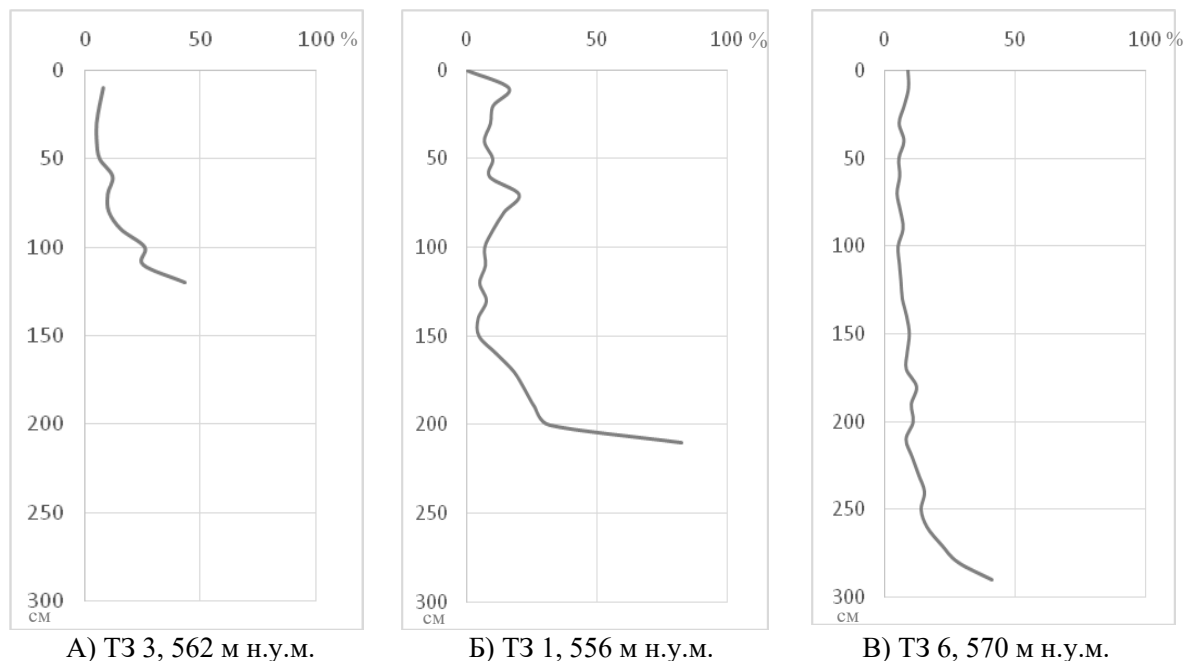


Рисунок 10. Зольность торфа (%) по профилю торфяной залежи (ТЗ) на восточном склоне, ключевой участок 2 (болотный массив 4).

Для диагностики и разделения торфа по типу питания на низинный, верховой и переходный, наиболее информативным показателем является зольность (Кутузова и др., 2014; Курьина и др., 2018; Инишева, 2022).

Исследуемые ТЗ можно отнести к смешанному типу, так как в процессе развития болота происходит смена водно-минерального питания; в пределах ТЗ отмечается смена типа торфонакопления. Неоднородная и повышенная зольность торфа объясняется тем, что болота испытывают влияние вод различного происхождения. Болота на разных стадиях развития могут претерпевать вторичные изменения торфяных пластов, что проявляется в повышенной зольности. Значения зольности более 8–10% соответствует низинному типу торфа. За верхний предел нормальнозольных торфов приняты значения от 10 до 15%. Торф с более высокой зольностью считается сформированным под влиянием экзогенных процессов.

В торфяных залежах мощностью более 100 см отмечается несколько пиков зольности торфа, превышающих пороговое значение. Наличие пиков зольности свидетельствует о дополнительном поступлении минеральных веществ за счет увеличения уровня поверхностного стока, что определяется периодами увеличения влажности климата. В придонном слое торфа повышенная зольность объясняется влиянием подстилающих пород на начальной стадии образования болота. При стабильном водно-минеральном режиме болота (за счет поверхностно-сточного, грунтового и атмосферного питания) формируются, в основном, нормально зольные торфа с зольностью менее 15%. Прослойки торфа с большей зольностью свидетельствуют о периодическом подтоплении поверхности болота.

С помощью информационно-логического анализа установлена достоверная связь между значением зольности и слоем торфа по глубине: общая информативность $T=0,211$ бит; коэффициент $K=0,185$. Наиболее вероятные значения зольности на определенных глубинах могут служить некоторыми границами циклов торфообразования, которые различаются гидротермическими условиями и преобладающими торфообразователями в эти периоды. Так, зольность торфа менее 20% наиболее вероятно обнаружить на глубине более 160 см, а также в слоях 60–70 и 110–120 см. Торф с зольностью 20–45% наиболее специфичен, в первую очередь, для глубины 80–90 см, а во вторую – 110–120 и 130–140 см. Торф с зольностью более 45% чаще отмечается на глубине 130–150, а также 70–80 и 30–50 см.

Обобщая основные характеристики торфа, выделяются следующие типы строения торфяных залежей: на ключевом участке 1 в торфяных залежах с мощностью торфа более 120 см отмечается верховая стадия образования болота (центральная часть болотных массивов 1 и 2 в ТЗ 7 и 8 на глубине 60–80 и 50–80, соответственно). В торфяных залежах меньшей мощности диагностируются низинная и переходно-низинная стадии.

На ключевом участке 2 в торфяных залежах выделяются все стадии образования болот (низинная, переходная, верховая), то есть тип ТЗ – смешанный. Изменение зольности торфа по профилю диагностирует чередование стадий развития болота. Верховая стадия развития болота отмечается на глубине 50–80 см, а с учетом слоев переходного торфа сверху и снизу составляет 30–120 см в ТЗ, сформированных на высоте более 560 м. В торфяной залежи на высоте менее 560 м слой верхового торфа встречается на глубине 160–200 см, а с учетом слоев переходного торфа – 130–210 см. Выше и ниже выделенные слои верхового торфа обрамляет торф низинного и переходно-низинного типа.

ВЫВОДЫ

1. Растительность горных болот на Среднем Урале (хребет Басеги) представлена травяно-сфагновыми фитоценозами. Древесный ярус в болотных массивах формируется, преимущественно, берёзой пушистой и елью. Кустарниковый ярус представлен, в основном, пушицей влагилищной и клюквой болотной. В структуре растительности преобладает травяно-кустарничковый и мохово-лишайниковый ярусы. При большом разнообразии видов растений в травяно-кустарничковом ярусе выделяются следующие виды растений-торфообразователей: осока топяная, осока весенняя, осока бутылчатая, сабельник болотный, вейник пурпурный, черника обыкновенная и черника болотная. В мохово-лишайниковом ярусе преобладают виды сфагнум магелланский, сфагнум обманчивый, сфагнум береговой и кукушкин лен. Растительный покров является гетерогенным, так как сочетает в своем составе разные по трофности растительные сообщества.

2. Болотные массивы на склонах разных экспозиций отличаются по особенностям высоты залегания; расчленение рельефа влияет на расположение и развитие болот. Геоморфологическая позиция торфяника обуславливает форму ложа и его уклон, от чего в свою очередь зависит распределение торфа по площади и глубине. На западном склоне рельеф болот неровный, микрорельеф бугристо-мочажинный; болотные массивы имеют уклон с севера на юг; общий перепад высот составляет около 30 м; форма болотных массивов вытянутая. На восточном склоне болотный массив значительно меньше по площади, поверхность болотного массива понижается с северо-востока на юго-запад и с востока на запад; перепад высот 14 м; массив изометричный по форме, то есть длина примерно равна ширине. Рисунок болотного массива зависит от рельефа местности. Высокие показатели вертикального расчленения (более 10 м) в сочетании с уклоном создают условия для развития болота вертикально (ключевой участок 2), в обратном же случае, болото развивается как вертикально, так и горизонтально (ключевой участок 1).

3. Торфяные залежи обладают мощностью от 40 до 150 см на западном склоне и от 180 до 325 см на восточном склоне хребта. Степень разложения торфа различна в профиле залежи, при этом в поверхностных слоях она составляет около 25%, постепенно увеличиваясь до 50% в более глубоких слоях. Исследованные болотные массивы относятся к переходному типу по их генезису, тогда как по уровню питания их можно отнести, в большей степени, к мезотрофным. Отмечается периферически-олиготрофный ход развития болотных систем.

4. Установлена неоднородность окраски торфа; изменения в окраске свидетельствуют о смене основных растений-торфообразователей в период формирования торфяной залежи. Анализ торфяных залежей показывает неравномерность отложений растительных остатков: их различия по мощности и степени разложения. Зольность торфа в верхнем слое торфяной залежи изменяется в зависимости от высоты местности в пределах болотного массива.

5. Определены региональные и зональные особенности торфяных залежей на западном макросклоне Среднего Урала: роль геоморфологического фактора значительна, что влияет на разные формы болотных массивов на склонах западной и восточной экспозиции в пределах хребта Басеги; присутствие сфагнума (в том числе, в торфе низинного типа); высокая зольность торфов, особенно придонных; закономерность в строении торфяной залежи – низинный торф залегает в основании, верховые – чаще в верхней части залежи; направленность развития торфяников – от низинного (эвтрофного) через переходный (мезотрофный) к верховому (олиготрофному) типу; смена эвтрофной

и мезотрофной растительности на олиготрофную происходит вначале на периферии болота, а затем в центральной части болотного массива.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы признательны д.б.н. Т.Г. Ивченко, заместителю директора по научной работе Н.А. Зенковой, обучающимся Н.Н. Ковязину, П.Ш. Сайрановой, Д.Д. Сивковой за участие в экспедиции, помощь в отборе образцов и сборе данных; к.г.н. М.А. Кондратьевой и к.б.н. Е.С. Лобановой за критические замечания, высказанные при подготовке статьи к печати; к.б.н. А.Н. Чащину за помощь в создании картографических моделей болотных массивов.

ЛИТЕРАТУРА

Андриенко Т.Л. Типы болот Украинских Карпат // Типы болот СССР и принципы их классификации. / Редколлегия: Т.Г. Абрамовой, М.С. Боч, Е.А. Галкиной. Ленинград: Санкт-Петербургская издательско-книготорговая фирма «Наука», 1974. С. 110–115.

Андропова М.И. Стандартные цветовые шкалы для полевого определения и кодирования окраски почв. Москва: РосНИИземпроект, 1992.

Атлас растительных остатков / Под ред. С.Н. Тюремнова. Москва, Ленинград: Наука, 1959. 228 с.

Баишева Э.З., Мулдашев А.А., Мартыненко В.Б., Широких П.С., Минаева Т.Ю. Анализ флоры высших растений Тюлюкского болота (Южный Урал, природный парк «Иремель») // Известия Самарского научного центра Российской академии наук. 2012. Том 14. № 1–7. С. 1684–1688.

Волкова И.И., Байков К.С., Сысо А.И. Болота Кузнецкого Алатау как естественные фильтры природных вод // Сибирский экологический журнал. 2010. Том 7. № 3. С. 379–388.

Вомперский С.Э., Сирин А.А., Цыганова О.П., Валяева Н.А., Майков Д.А. Болота и заболоченные земли России: попытка анализа пространственного распределения и разнообразия // Известия Российской академии наук. Серия географическая. 2005. № 5. С. 39–50.

Гвоздецкий Н.А., Голубчиков Ю.Н. Горы. Москва: Мысль, 1987. 400 с.

Гончарова Н.Н. Болота Приполярного Урала // Западно-Сибирские торфяники и цикл углерода: прошлое и настоящее: Материалы Пятого международного полевого симпозиума (Ханты-Мансийск, 19–29 июня 2017 г.). Ханты-Мансийск: Национальный исследовательский Томский государственный университет, 2017. С. 12–14.

Горчаковский П.Л. Растительный мир высокогорного Урала. Москва: «Наука», 1975. С. 13–67.

Долгушин Л.Д., Осипова Г.Б. Ледники. Москва: Мысль, 1989. 448 с.

Жангуров Е.В., Дубровский Ю.А., Дёгтева С.В., Дымов А.А. Эколого-генетические особенности формирования торфяных почв горной ландшафтной зоны Северного Урала (Печоро-Ильчский заповедник) // Лесоведение. 2017. № 2. С. 94–101.

Жиров А.И., Кирюшкин В.Н. Влияние геолого-геоморфологических условий на структуру болотных систем // Вестник Санкт-Петербургского университета. Серия 7. Геология. География. 2003. № 1. С. 132–136.

Иванов К.Е. Основы гидрологии болот лесной зоны. Ленинград: Гидрометеиздат, 1957. 499 с.

Ивченко Т.Г., Денисенков В.П. Особенности растительности и торфяной залежи болота на хребте Зигальга (Южный Урал) // Известия Самарского научного центра Российской академии наук. 2012. Том 14. № 1(5). С. 1244–1248.

Ивченко Т.Г., Знаменский С.Р. Экологическая структура растительных сообществ ключевых болот горно-таежного пояса Южного Урала // Экология. 2016. № 5. С. 346–352. <https://doi.org/10.7868/S0367059716050048>

Инишева Л.И. Предложения к классификации торфяных почв // Почвоведение. 2022. № 2. С. 168–175. <https://doi.org/10.31857/S0032180X22020071>

Калужный И.Л. Общие черты формирования гидрохимического режима основных типов болот России // Метеорология и гидрология. 2018. № 8. С. 72–81.

Кац Н.Я. Болота земного шара / [АН СССР. Моск. о-во испытателей природы]. Москва: Наука, 1971. 295 с.

Классификация видов торфа и торфяных залежей. Москва: Главторффонд, 1951. 68 с.

Куликова Г.Г. Основные геоботанические методы изучения растительности. Москва, 2006. Часть 2. 152 с.

Курына И.В., Веретенникова Е.Э., Ильина А.А., Дюкарев Е.А., Головацкая Е.А., Смирнов С.В. Реконструкция условий формирования торфяной залежи низинного болота на юге таежной зоны Западной Сибири // Известия

Российской академии наук. Серия географическая. 2018. № 4. С. 66–76.
<https://doi.org/10.1134/S2587556618040106>

Кутузова Н.Д., Голубева О.В., Куст Г.С., Розов С.Ю., Розонова М.С. Характеристика торфяных почв Дубненского болотного массива // Роль почв в биосфере: Труды Института экологического почвоведения МГУ имени М.В. Ломоносова / под ред. Н.О. Ковалевой. Выпуск 14. Москва: МАКС Пресс, 2014. С. 105–133.

Лапшина Е.Д. Некоторые принципы и подходы к классификации болотных ландшафтов // Вестник Томского государственного университета. 2003. № 7. С. 161–169.

Лапшина Е.Д., Игнатова Е.А., Игнатов М.С., Скучас Ю.В. К изучению бриофлоры высокогорий Приполярного Урала (Ханты-Мансийский автономный округ) // Материалы международной Бриологической конференции, посвященной 100-летию со дня рождения А.Л. Абрамовой (Санкт-Петербург, 12–16 октября 2015 г.). Санкт-Петербург: Изд-во СПбГЭТУ «ЛЭТИ», 2015. С. 96–100.

Летопись природы «Заповедник «Басеги». Гремячинск, 1997. 180 с.

Пивоварова Е.Г. Решение вопросов пространственной и временной вариации агрохимических свойств почв с помощью информационно-логического анализа // Агрохимия. 2006. № 8. С. 77–84.

Пивоварова Е.Г., Макарычев С.В., Гефке И.В. Математические модели эталонов почв боровых ложбин древнего стока Алтайского края // Вестник Алтайского государственного аграрного университета. 2025. № 2(244). С. 22–28. <https://doi.org/10.53083/1996-4277-2025-244-2-22-28>

Платонов Г.М. Болота предгорий Западного Саяна // Особенности болотообразования в некоторых лесных и предгорных районах Сибири и Дальнего Востока. Москва, 1965. С. 35–46.

Полевая геоботаника. Москва; Ленинград: 1964. 336 с.

Пьявченко Н.И. Торфяные болота, их природное и хозяйственное значение. Москва: Наука, 1985. 152 с.

Русский В.И. О строении торфяных залежей уральских месторождений // Известия Уральского государственного горного университета. 2001. Вып. 13. С. 54–58.

Рычкова И.В., Самофалова И.А. Экологические функции горных болотных экосистем / Экологическая безопасность в условиях антропогенной трансформации природной среды [Электронный ресурс]: материалы всероссийской научной конференции молодых ученых, посвященной памяти Н.Ф. Реймерса и Ф.Р. Штильмарка (г. Пермь, 20–21 апреля 2023 г.) / под ред. С.А. Бузмакова; Пермский государственный национальный исследовательский университет. Пермь, 2023. С. 189–193.

Самофалова И.А. Информационно-логический анализ дифференциации почвенного покрова высотных геосистем на Среднем Урале // Вестник Алтайского государственного аграрного университета. 2017. № 11(157). С. 105–114.

Самофалова И.А. Геомоделирование почвенного покрова на основе обобщенного пространственного анализа территории заповедника «Басеги» (Средний Урал) // ИнтерКарто. ИнтерГИС. 2020а. Том 26. № 4. С. 131–146. <https://doi.org/10.35595/2414-9179-2020-4-26-131-146>

Самофалова И.А. Использование бассейнового подхода для изучения дифференциации растительного и почвенного покровов (хребет Басеги, Средний Урал) // География и природные ресурсы. 2020б. № 1(160). С. 175–184. [https://doi.org/10.21782/GIPR0206-1619-2020-1\(175-184\)](https://doi.org/10.21782/GIPR0206-1619-2020-1(175-184))

Самофалова И.А. Почва как компонент охраняемых ландшафтов в системе ООПТ (на примере ФГБУ «Государственный заповедник «Басеги») // Агрохимический вестник. 2021. № 1. С. 19–27. <https://doi.org/10.24412/1029-2551-2021-1-004>

Самофалова И.А. Пространственно-структурная организация почвенного покрова западного макросклона Среднего Урала. Автореферат диссертация ... д-р биол. наук. Пермь, 2023. 34 с.

Самофалова И.А., Кондратьева М.А., Сайранова П.Ш., Ивченко Т.Г., Зенкова Н.А. Горные болота заповедника «Басеги» (Средний Урал) // Природа Басег: труды Государственного заповедника «Басеги». Вып. 6: сборник статей. Пермь: Изд-во Перм. нац. исслед. политехн. ун-та, 2021. С. 6–25.

Сарманова З.Р., Самофалова И.А. Почвенный покров болотного массива на западном склоне горы Северный Басег // Антропогенная трансформация природной среды. 2017. № 3. С. 196–198.

Сивкова Д.Д., Слесарев Н.В. Анализ распространения заболоченных территорий в лесных массивах хребта Басеги по данным дистанционного зондирования // Молодёжная наука – 2023: технологии и инновации. Материалы Всероссийской научно-практической конференции молодых учёных, аспирантов и студентов, посвящённой Десятилетию науки и технологий в Российской Федерации. В 3-х томах. Том 1. Науч. редколлегия Э.Ф. Сатаев [и др.]. Пермь: Изд-во «ОТ и ДО», 2023. С. 372–375.

Сорочкин В.М. О применении информационно-логического метода в почвенных исследованиях // Почвоведение. 1977. № 9. С. 131–139.

Справочник по торфу / Научные редакторы: И.Ф. Ларгин, С.С. Корчунов, Л.М. Малков и др.; Редколлегия: А.В. Лазарев, С.С. Корчунов. Москва: Недра, 1982. 760 с.

Сторожева М.М. Материалы к характеристике болот восточного склона Северного Урала и Зауралья // Труды Института биологии УФАИ СССР. Свердловск: Уральский Филиал АН СССР, 1960. Вып. 20. 53 с.

Тишков А.А., Грачева Р.Г., Константинов Е.А., Самусь А.В. Опорный разрез верхового болота Валдая как источник палеоэкологической и палеоклиматической информации // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2023. Том 509. № 1. С. 105–113. <https://doi.org/10.31857/S2686739722602654>

Трифонов Т.А. Формирование почвенного покрова гор: геосистемный аспект // Почвоведение. 1999. № 2. С. 174–181.

Шадрина Н.И. О связи геоморфологических условий с характером растительности и торфонакоплением болотных урочищ восточных предгорий Среднего Урала // Типы болот СССР и принципы их классификации. / Редколлегия: Т.Г. Абрамовой, М.С. Боч, Е.А. Галкиной. Ленинград: Санкт-Петербургская издательско-книготорговая фирма «Наука», 1974. С. 162–166.

Borgmark A. Holocene climate variability and periodicities in south-central Sweden, as interpreted from peat humification analysis // Holocene. 2005. Vol. 15. No. 3. P. 387–395. <https://doi.org/10.1191/0959683605hl816rp>

Broll G., Keplin B. Mountain ecosystems: studies in treeline ecology. Berlin; Heidelberg: Springer, 2005. 354 p.

Wheeler B.D., Proctor M.C.F. Ecological gradients, subdivisions and terminology of north-west European mires // Journal of Ecology. 2000. Vol. 88. No. 2. P. 187–203. <https://doi.org/10.1046/j.1365-2745.2000.00455.x>

Yeloff D., Mauquoy D. The influence of vegetation composition on peat humification: implications for paleoclimatic studies // Boreas. 2006. Vol. 35. No. 4. P. 662–673. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2006.tb01172.x>

Поступила в редакцию 12.05.2025

Принята 18.09.2025

Опубликована 31.10.2025

Сведения об авторах:

Рычкова Ирина Владимировна – аспирант кафедры агрохимии и почвоведения ФГБОУ ВО «Пермский государственный аграрно-технологический университет имени академика Д.Н. Прянишникова» (г. Пермь, Россия); Rychkova-IV@mail.ru

Самофалова Ираида Алексеевна – доктор биологических наук, доцент, профессор кафедры агрохимии и почвоведения ФГБОУ ВО «Пермский государственный аграрно-технологический университет имени академика Д.Н. Прянишникова» (г. Пермь, Россия); samofalovairaida@mail.ru; <https://orcid.org/0000-0001-8726-8269>

Авторы прочитали и одобрили окончательный вариант рукописи.



Статья доступна по лицензии [Creative Commons Attribution 4.0 License](https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/)

Characteristic features of peat deposits of mountain mires on the western macroslope of the Middle Urals (Basegi Ridge)

© 2025 I. V. Rychkova, I. A. Samofalova

Perm State Agro-Technological University named after academician D.N. Prianishnikov, Petropavlovskaya str., 23, Perm, Russia. E-mail: Rychkova-IV@mail.ru; samofalovairaida@mail.ru

The aim of the study. To identify the characteristic features of peat deposits of mountain mires of the Middle Urals.

Location and time of the study. The study was conducted in 2018–2022 in the protected area "Basegi State Nature Reserve" (Gremyachinsky Urban District, Perm Territory), which includes the Basegi Ridge (58°45'–59°00' N, 58°15'–58°38' E). The study was carried out within the boundaries of the two catchment funnels in two key areas located on the slopes of the western and eastern exposures of the ridge on the Severny Baseg Mount.

Methods. Peat deposits were the object of the study. The following methods were used: field routes, comparative geography, GIS technologies, indicator links, statistics (descriptive statistics, information and logical analysis), cartographic, geomodeling. Source materials: topographic maps at the scale of 1:25000, prepared using the SAS-

Planet program, space images (remote sensing satellites SPOT-6 and ResursP of 14.08.2014 and 27.09.2014) with a resolution of up to 1.5 m. Material processing and data analysis were carried out using GIS MapInfo Professional. Digital maps of the relief, peat thickness in the mire massifs were compiled. Geobotanical observations were carried out in the mire massifs of the Basegi Ridge. On the western slope the study was carried out within the boundaries of three mire massifs, whereas on the eastern slope within one mire massif. Peat deposits (9 pcs. and 3 pcs. respectively) were drilled to collect peat samples at 10 cm intervals throughout the total peat layer. The location of the boreholes was planned taking into account the vegetation cover on the mire mesolandscape along the "center - periphery" line and the main plant formations. Peat samples were analyzed for moisture, ash content, degree of peat decomposition; pH; peat color was determined according to a standard color scale.

Results. *The vegetation of the mires was represented by grass-sphagnum phytocenoses. The geobotanical description of the vegetation cover of the mire massifs demonstrated the heterogeneity of the mire biotopes. The mire massifs are shallow, with a low standing of the mire water level (22-50 cm). The thickness of the peat deposit varied from 40 to 150 cm on the western slope and from 180 to 325 cm on the eastern slope of the ridge. The replacement of eutrophic and mesotrophic vegetation by oligotrophic occurred first on the mire periphery and then in the central part, which is typical for mire systems formed in highly rugged relief. Mire massifs on the slopes of different exposures differ in altitude, planned configuration of the mire massifs, their size and spatial location. Peat had various shades of brown color (from very dark red to ochre), brownish-black, less often brownish-gray. Within the thickness of the peat deposit, the color of the peat changed, which indicating the change in the main peat-forming plants. A specific peat color was determined for each mire massif. The highest water-holding capacity with the maximum degree of scattering is noted in peat deposits on the periphery of the mire massifs. The ash content of peat varied from low-ash to high-ash. A close relationship was noted between the ash content and the color of peat, especially on the western slope of the ridge.*

Conclusions. *The vegetation structure of the studied mires is dominated by grass-shrub and moss-lichen layers. The vegetation cover is heterogeneous, since it combines plant communities of different trophicity. The pattern of the mire massif depends on the terrain. High rates of vertical dissection (more than 10 m) combined with a slope provide conditions for the development of a vertical mire (key area 2), otherwise, the mire develops both vertically and horizontally (key area 1). Peat deposits are heterogeneous in color. Peat analysis showed uneven deposits of plant residues, their differences in thickness and degree of decomposition. The degree of peat decomposition varies depending on the depth, in the surface layers being about 25%, gradually increasing to 50% in deeper layers. The studied mire massifs belong to the transitional type by their genesis, by the level of nutrition they can be attributed to mesotrophic. A peripheral-oligotrophic development of the mire systems is observed. Regional and zonal features of peat deposits on the western macroslope of the Middle Urals were determined: the role of the geomorphological factor is significant, which affects different forms of mire massifs on the slopes of western and eastern exposures; the presence of sphagnum (including in lowland peat); high ash content of peats, and especially high ash content of bottom peats. A pattern in the structure of a peat deposit was observed: lowland peat occurs at the base, whereas high-moor peat occurs more often in the upper part of the deposit. Peatland develops from lowland (eutrophic) through transitional (mesotrophic) to high-moor (oligotrophic) type; a change from eutrophic and mesotrophic vegetation to oligotrophic occurs first on the periphery of a mire and then in its central part.*

Keywords: *mountain mires; the Middle Urals; peat deposits; phytocenosis; peat; ash content; moisture; information-logical analysis.*

How to cite: *Rychkova I.V., Samofalova I.A. Characteristic features of peat deposits of mountain mires on the western macroslope of the Middle Urals (Basegi Ridge). The Journal of Soils and Environment. 2025. 8(4). e314. DOI: 10.31251/pos.v8i4.314 (in Russian with English abstract).*

ACKNOWLEDGEMENTS

The authors are grateful to Doctor of Biological Sciences T.G. Ivchenko, Deputy Director for Research N.A. Zenkova, and students N.N. Kovyazin, P.Sh. Sayranova, and D.D. Sivkova for their participation in the field expedition and assistance in collecting samples and data; Candidate of Geographical Sciences M.A. Kondratieva and Candidate of Biological Sciences E.S. Lobanova for their critical comments during the preparation of the article for publication; and Candidate of Biological Sciences A.N. Chashchin for his assistance in developing the cartographic models of the mire massifs.

REFERENCES

- Andrienko T.L. Types of swamps of the Ukrainian Carpathians. In book: Types of swamps of the USSR and principles of their classification. Editorial board: T.G. Abramova, M.S. Boch, E.A. Galkina. Leningrad: St. Petersburg publishing and bookselling firm «Nauka», 1974. P. 110–115. (in Russian).
- Andronova M.I. Standard color scales for field determination and coding of soil color. Moscow: RosNIIZemproekt, 1992. (in Russian).

- Atlas of plant residues / S.N. Tyuremnov (ed.). Moscow, Leningrad: Nauka Publ., 1959. 228 p. (in Russian).
- Baisheva E.Z., Muldashev A.A., Martynenko V.B., Shirokikh P.S., Minayeva T.Yu. The analysis of flora of vascular plants and bryophytes of the Tjuljukskoe mire (Southern Urals mts., nature park "Iremel"). *Izvestia of Samara Scientific Center of the Russian Academy of Sciences*. 2012. Vol. 14. No. 1–7. P. 1684–1688. (in Russian).
- Volkova I.I., Baikov K.S., Syso A.I. Kuznetsk Alatau mires as filters for natural waters. *Contemporary Problems of Ecology*. 2010. Vol. 3. No. 3. P. 265–271. <https://doi.org/10.1134/S1995425510030021>
- Vompersky S.E., Sirin A.A., Tsyganova O.P., Valyaeva N.A., Maikov D.A. Peatlands and paludified lands of Russia: attempt of analyses of spatial distribution and diversity. *Izvestiya Rossiiskoi akademii nauk. Seriya geograficheskaya*. 2005. No. 5. P. 39–50. (in Russian).
- Gvozdetsky N.A., Golubchikov Yu.N. *Mountains*. Moscow: Mysl, 1987. 400 p. (in Russian).
- Goncharova N.N. Mires of The Subpolar Ural. In book: *West Siberian peatlands and carbon cycle: past and present. Proceedings of the Fifth international field symposium (Khanty-Mansiysk, 19–29 June, 2017)*. Khanty-Mansiysk: National Research Tomsk State University, 2017. P. 12–14. (in Russian).
- Gorchakovskiy P.L. *Plant life of the high-mountain Urals* Moscow: Nauka Publ., 1975. P. 13–67. (in Russian).
- Dolgushin L.D., Osipova G.B. *Glaciers*. Moscow: Mysl, 1989. 448 p. (in Russian).
- Zhangurov E.V., Dubrovskii Yu.A., Degteva S.V., Dymov A.A. Eco-genetic specificities of peat soils formation in montane realms in Northern Ural (Pechora-Ilych Nature Reserve). *Lesovedenie*. 2017. No. 2. P. 94–101. (in Russian).
- Zhirov A.I., Kirushkin V.N. The influence of geological and geomorphological conditions on bog systems structures. *Vestnik of Saint Petersburg University. Series 7. Geology. Geography*. 2003. No. 1. P. 132–136. (in Russian).
- Ivanov K.E. *Fundamentals of hydrology of forest zone swamps*. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1957. 499 p. (in Russian).
- Ivchenko T.G., Denisenkov V.P. Peculiarity of The Vegetation and peat deposit of The Mire on The Ridge Zigalga (South Ural). *Izvestia of Samara Scientific Center of the Russian Academy of Sciences*. 2012. Vol. 14. No. 1(5). P. 1244–1248. (in Russian).
- Ivchenko T.G., Znamenskiy S.R. Ecological structure of plant communities on spring fens in the mountain taiga belt of the Southern Urals. *Russian Journal of Ecology*. 2016. Vol. 47. No. 5. P. 453–459. <https://doi.org/10.1134/S1067413616050040>
- Inisheva L.I. Proposals for the Classification of Peat Soils. *Eurasian Soil Science*. 2022. Vol. 55. No. 2. P. 147–153. <https://doi.org/10.1134/S1064229322020077>
- Kalyuzhny I.L. General features of formation of hydrochemical regime for the main types of bogs in Russia. *Meteorologiya i Gidrologiya*. 2018. No. 8. P. 72–81. (in Russian).
- Katz N.Ya. *Swamps of the globe* / [USSR Academy of Sciences. Moscow Society of Naturalists]. Moscow: Nauka Publ., 1971. 295 p. (in Russian).
- Classification of types of peat and peat deposits*. Moscow: Glavtorffond, 1951. 68 p. (in Russian).
- Kulikova G.G. *Basic geobotanical methods of studying vegetation*. Moscow, 2006. Part 2. 152 p. (in Russian).
- Kurina I.V., Veretennikova E.E., Il'ina A.A., Dyukarev E.A., Golovatskaya E.A., Smirnov S.V. Reconstruction of conditions of formation of the eutrophic peatland deposits in south of the taiga zone of Western Siberia. *Proceedings of the Russian Academy of Sciences. Biological Series*. 2018. No. 4. P. 66–76. (in Russian). <https://doi.org/10.1134/S2587556618040106>
- Kutuzova N.D., Golubeva O.V., Kust G.S., Rozov S.Yu., Rozonova M.S. Characteristics of peat soils of the Dubna bog massif. In book: *The role of soils in the biosphere. Transactions of the Institute of Ecological Soil Science of Moscow State University named after M.V. Lomonosov* / edited by N.O. Kovaleva. Issue 14. Moscow: MAKSS Press, 2014. P. 105–133. (in Russian).
- Lapshina E.D. Some principles and approaches to the classification of marsh landscapes. *Tomsk State University Journal*. 2003. No. 7. P. 161–169. (in Russian).
- Lapshina E.D., Ignatova E.A., Ignatov M.S., Skuchas Yu.V. Sphagnum mosses in vegetation cover of highlands in the Sub-Polar Ural, Khanty-Mansiysk Autonomous District. *Proceedings of the International Bryological Conference dedicated to the 100th anniversary of the birth of A.L. Abramova (St. Petersburg, 12–16 October, 2015)*. St. Petersburg: «LETI» Publishing House, 2015. P. 96–100. (in Russian).
- Chronicle of nature «Basegi Nature Reserve»*. Gremyachinsk, 1997. 180 p. (in Russian).

- Pivovarova E.G. Studying the spatial and temporal variation of agrochemical soil properties using information-logical analysis. *Agrokhimia*. 2006. No. 8. P. 77–84. (in Russian).
- Pivovarova E.G., Makarychev S.V., Gefke I.V. Mathematical models of soil reference standards of pine-forest hollows of ancient streamflows in the Altai region. *Bulletin of Altai State Agricultural University*. 2025. No. 2(244). P. 22–28. (in Russian). <https://doi.org/10.53083/1996-4277-2025-244-2-22-28>
- Platonov G.M. Swamps of the foothills of the Western Sayan. In book: Features of swamp formation in some forest and foothill areas of Siberia and the Far East. Moscow, 1965. P. 35–46. (in Russian).
- Field Geobotany. Moscow; Leningrad, 1964. 336 p. (in Russian).
- Pyavchenko N.I. Peat bogs, their natural and economic significance. Moscow: Nauka Publ., 1985. 152 p. (in Russian).
- Russkiy V.I. On the structure of peat deposits of the Ural fields. *News of the Ural State Mining University*. 2001. Issue 13. P. 54–58. (in Russian).
- Rychkova I.V., Samofalova I.A. Ecological functions of mountain swamp ecosystems. In book: Environmental Safety in the Context of Anthropogenic Transformation of the Natural Environment [Electronic resource]. Proceedings of the All-Russian Scientific Conference of Young Scientists Dedicated to the Memory of N.F. Reimers and F.R. Shtilmark (Perm, 120–21 April, 2023) / edited by S.A. Buzmakov; Perm State National Research University. Perm, 2023. P. 189–193. (in Russian).
- Samofalova I.A. Information-logical analysis of soil cover differentiation of the altitude geosystems in the Middle Urals. *Bulletin of Altai State Agricultural University*. 2017. No. 11(157). P. 105–114. (in Russian).
- Samofalova I.A. Geomodeling of soil cover on the basis of generalized spatial analysis territories of the «Basegi» reserve (Middle Ural). *InterCarto. InterGIS*. 2020a. Vol. 26. No. 4. P. 131–146. (in Russian). <https://doi.org/10.35595/2414-9179-2020-4-26-131-146>
- Samofalova I.A. Using the basin approach to study the differentiation of vegetation and soil cover (Basegi ridge, Middle Urals). *Geografia i prirodnye resursy*. 2020b. No. 1(160). P. 175–184. (in Russian). [https://doi.org/10.21782/GIPR0206-1619-2020-1\(175-184\)](https://doi.org/10.21782/GIPR0206-1619-2020-1(175-184))
- Samofalova I.A. Soil as a component of protected landscapes in the system of specially protected natural territories (on the example “Basegi” state reserve). *Agrochemical Herald*. 2021. No. 1. P. 19–27. (in Russian). <https://doi.org/10.24412/1029-2551-2021-1-004>
- Samofalova I.A. Spatial and structural organization of the soil cover of the western macroslope of the Middle Urals. Abstract of the Dissertation ... Dr. of Biol. Sci. Perm, 2023. 34 p. (in Russian).
- Samofalova I.A., Kondratieva M.A., Sayranova P.Sh., Ivchenko T.G., Zenkova N.A. Mountain bogs of the Basegi Nature Reserve (Middle Urals). In book: Nature of Basegi. Works of the Basegi State Nature Reserve. Issue 6: collection of articles. Perm: Publishing house of Perm. national research polytechnic university, 2021. P. 6–25. (in Russian).
- Sarmanova Z.R., Samofalova I.A. Soil cover of a bog array on the western slope of the Northern Basseg. *Anthropogenic Transformation of Nature*. 2017. No. 3. P. 196–198. (in Russian).
- Sivkova D.D., Slesarev N.V. Analysis of the distribution of wetlands in the forested areas of the Basegi ridge based on remote sensing data. In book: Youth Science – 2023: Technologies and Innovations. Proceedings of the All-Russian Scientific and Practical Conference of Young Scientists, Postgraduates and Students Dedicated to the Decade of Science and Technology in the Russian Federation. In 3 volumes. Vol. 1. Scientific. editorial board E.F. Sataev [et al.]. Perm: Publishing house «OT i DO», 2023. P. 372–375. (in Russian).
- Sorochkin V.M. On the application of the information-logical method in soil research. *Pochvovedenie*. 1977. No. 9. P. 131–139. (in Russian).
- Handbook of peat / Scientific editors: I.F. Largin, S.S. Korchunov, L.M. Malkov et al.; Editorial Board: A.V. Lazarev, S.S. Korchunov. Moscow: Nedra, 1982. 760 p. (in Russian).
- Storozheva M.M. Materials for the characterization of the swamps of the eastern slope of the Northern Urals and Trans-Urals. Proceedings of the Institute of Biology of the Ural Branch of the USSR Academy of Sciences. Sverdlovsk: Ural Branch of the USSR Academy of Sciences, 1960. Issue 20. 53 p. (in Russian).
- Tishkov A.A., Gracheva R.G., Konstantinov E.A., Samus A.V. The key section of the Valdai peat bog as a source of paleoecological and paleoclimatic information. *Doklady Earth Sciences*. 2023. Vol. 509. No. 1. P. 345–352. <https://doi.org/10.31857/S2686739722602654>
- Trifonova T.A. Formation of the soil mantle in mountains: the geosystem aspect. *Pochvovedenie*. 1999. No. 2. P. 174–181. (in Russian).

Shadrina N.I. On the relationship between geomorphological conditions and the nature of vegetation and peat accumulation in bog areas of the eastern foothills of the Middle Urals. In book: Types of swamps of the USSR and principles of their classification. Editorial board: T.G. Abramova, M.S. Boch, E.A. Galkina. Leningrad: St. Petersburg publishing and bookselling firm «Nauka», 1974. P. 162–166. (in Russian).

Borgmark A. Holocene climate variability and periodicities in south-central Sweden, as interpreted from peat humification analysis. *Holocene*. 2005. Vol. 15. No. 3. P. 387–395. <https://doi.org/10.1191/0959683605hl816rp>

Broll G., Keplin B. Mountain ecosystems: studies in treeline ecology. Berlin; Heidelberg: Springer, 2005. 354 p.

Wheeler B.D., Proctor M.C.F. Ecological gradients, subdivisions and terminology of north-west European mires. *Journal of Ecology*. 2000. Vol. 88. No. 2. P. 187–203. <https://doi.org/10.1046/j.1365-2745.2000.00455.x>

Yeloff D., Mauquoy D. The influence of vegetation composition on peat humification: implications for paleoclimatic studies. *Boreas*. 2006. Vol. 35. No. 4. P. 662–673. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2006.tb01172.x>

Received 12 May 2025

Accepted 18 September 2025

Published 31 October 2025

About the authors:

Irina V. Rychkova – Postgraduate Student, Department of Agrochemistry and Soil Science in the Perm State Agro-Technological University named after academician D.N. Prianishnikov (Perm, Russia); rychkovai@mail.ru

Iraida A. Samofalova – Doctor of Biological Sciences, Associate Professor, Professor of the Department of Agrochemistry and Soil Science in the Perm State Agro-Technological University named after academician D.N. Prianishnikov (Perm, Russia); samofalovairaida@mail.ru; <https://orcid.org/0000-0001-8726-8269>

The authors read and approved the final manuscript



The article is available under [Creative Commons Attribution 4.0 License](https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/)