

Сыктывкарский государственный университет имени Питирима Сорокина

Институт биологии Коми научного центра Уральского отделения
Российской академии наук

На правах рукописи

Горбач Николай Михайлович

**ВЛИЯНИЕ ПОЖАРОВ НА ПОЧВЫ БОЛОТНЫХ И ЛЕСНЫХ ЭКОСИСТЕМ
(НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ РОССИИ)**

1.5.15. Экология

1.5.19. Почвоведение

ДИССЕРТАЦИЯ

на соискание ученой степени

кандидата биологических наук

Научный руководитель:
Доктор биологических наук, доцент
Дымов Алексей Александрович

Сыктывкар
2026

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	3
ГЛАВА 1. ТОРФЯНЫЕ ОЛИГОТРОФНЫЕ ПОЧВЫ КАК ИСТОЧНИК ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ	10
1.1. Пожары как фактор, влияющий на торфяные и лесные ландшафты бореальной зоны	10
1.2. Палеоэкологические исследования торфяных почв бореальной зоны	24
1.3. Трансформация органогенных горизонтов почв хвойных лесов в результате пожаров	32
ГЛАВА 2. ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ	37
2.1 Характеристика региона исследований	37
2.1.1. Рельеф и почвы района исследования	37
2.1.2. Климат	39
2.1.3. Растительность	39
2.2. Объекты исследования	41
2.2.1. Торфяные олиготрофные почвы	41
2.2.2. Органогенные подгоризонты подстилок почв болота и хвойных лесов бореальной зоны	46
2.3. Методы исследования	49
2.3.1. Радиоуглеродное датирование ^{14}C и калибровка	50
2.3.2. Ботанический состав	51
2.3.3. Анализ содержания макроскопических частиц угля	52
2.3.4. Определение pH, электропроводности, содержания углерода и азота	52
2.3.5. ^{13}C ЯМР спектроскопия	53
2.3.6. Содержание полициклических ароматических углеводородов	54
2.3.7. Анализ стабильных изотопов $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{15}\text{N}$	55
2.3.8. Удельная площадь поверхности	56
2.3.9. Статистическая обработка данных	56
ГЛАВА 3. ТОРФЯНЫЕ ОЛИГОТРОФНЫЕ ПОЧВЫ КАК АРХИВ ПИРОГЕННОЙ ДИНАМИКИ В ГОЛОЦЕНЕ	58
3.1. Динамика пожаров в голоцене	58
3.2. Влияние пожаров на торфяные олиготрофные почвы	83
ГЛАВА 4. ТРАНСФОРМАЦИЯ ОРГАНОГЕННЫХ ГОРИЗОНТОВ ПОЧВ В РЕЗУЛЬТАТЕ ВОЗДЕЙСТВИЯ ПОЖАРОВ (ЛАБОРАТОРНЫЙ ЭКСПЕРИМЕНТ)	91
4.1. Исходный состав и изменение физико-химических свойств органогенных горизонтов в рамках лабораторного эксперимента	91
4.2. Изменение органического вещества почв в ходе лабораторного эксперимента	102
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	120
ВЫВОДЫ	123
СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ	127
ПРИЛОЖЕНИЕ А.	172
ПРИЛОЖЕНИЕ Б.	173
ПРИЛОЖЕНИЕ В.	181
ПРИЛОЖЕНИЕ Г.	183
ПРИЛОЖЕНИЕ Д.	185

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность исследований. Пожары – это широко распространенное природное явление, которое играет значительную роль в формировании структуры и пространственного распределения экосистем (Бобровский, 2010; Doerr et al., 2023; Desyatkin et al., 2024). Тем не менее, пожар рассматривается как сложный и многоуровневый процесс. Особенно актуальными являются исследования роли пожаров в бореальных ландшафтах, где сосредоточены крупнейшие запасы углерода (Yu, 2012; Elbasiouny et al., 2022; Вомперский и др., 2024). Важнейшим компонентом бореальных экосистем являются почвы (Scharleman et al., 2014; Чернова и др., 2021; Абакумов и др., 2022). Именно они играют стабилизирующую роль, обуславливающую устойчивость экосистем, и определяющую основные функции биogeоценозов. Согласно современным прогнозам, связанным с изменением климата, ожидается возрастание частоты пожаров и повышение их интенсивности (Young et al., 2017; Chen et al., 2021). Выбросы углерода в результате возрастания частоты пожаров в бореальной зоне могут привести к эскалации глобального потепления, к необратимым и устойчивым изменениям экосистем (Kharuk et al., 2016; Копчик и др., 2023). На протяжении всей истории отношение к пожарам было неоднозначным, особенно в научной среде, где одни ученые подчеркивают положительное влияние пожаров на экосистемы и на планету в целом, а другие считают пожары отрицательным и неблагоприятным фактором. Динамика пожаров находится во взаимозависимости с климатическими условиями. Оценивать влияние пожаров становится всё сложнее из-за интенсификации естественных климатических изменений и антропогенного фактора (Shvidenko, Schepaschenko, 2013; Vasilyeva et al., 2022). Данные динамики пожаров в бореальной зоне способны уточнить имеющуюся информацию о глобальных процессах, связанных с изменением климата в прошлом. Влияние пожаров на органогенные почвы имеют большое значение для оценки воздействия пирогенного фактора на органическое вещество (ОВ). Особое внимание заслуживает ОВ, сосредоточенное в торфяных почвах. Торфяники (торфяные залежи) являются крупнейшими наземными

резервуарами углерода, и от их стабильности во многом зависит состояние глобального углеродного цикла и климата. Разложение органического вещества в условиях интенсивного антропогенного влияния и изменений климата может привести к выделению значительных объемов парниковых газов, усиливая изменения климата, что способно привести к снижению устойчивости экосистем. Почвенное органическое вещество (ПОВ) торфяников играет ключевую роль в поддержании биоразнообразия, водного баланса и продуктивности экосистем, что особенно актуально в условиях деградации земель. Исследования состава почвенного органического вещества позволяют разрабатывать стратегии устойчивого управления торфяниками, включая их восстановление и аккумуляционные процессы для смягчения последствий изменения климата. Таким образом, исследование ПОВ торфяников необходимо как для фундаментальной науки, так и для решения прикладных экологических задач.

Цель работы оценить влияние пирогенного фактора на органогенные горизонты почв бореальных ландшафтов, включая реконструкцию динамики пожаров в голоцене.

Задачи исследования:

- 1) Охарактеризовать динамику пожаров на северо-востоке европейской части России в голоцене;
- 2) Выявить закономерности пирогенной активности в широтном ряду подзон тайги;
- 3) Установить сохранность пирогенных изменений органического вещества в торфяных олиготрофных почвах;
- 4) Оценить влияние макроскопических частиц угля на состав и свойства почвенного органического вещества в торфяных олиготрофных почвах;
- 5) Выявить особенности трансформации органического вещества верхних горизонтов почв при разных температурах горения и условиях доступа кислорода в рамках лабораторного эксперимента.

Объект исследования – органогенные горизонты почв лесных и болотных экосистем Республики Коми. **Предмет исследования** – органическое вещество органогенных горизонтов и его трансформация в результате пирогенного воздействия.

Научная новизна. Впервые для всех подзон тайги Республики Коми проведены комплексные палеоэкологические исследования торфяных олиготрофных почв. Показано нарастание частоты пожаров и, соответственно, концентрации макроскопических частиц угля в почвах при движении от крайнесеверной к южной подзонам тайги. Применение комплекса современных аналитических методов, включающих ^{13}C ЯМР спектроскопию и анализ полициклических ароматических углеводородов (ПАУ), дополненных данными об элементном составе (C, N) ПОВ, реакции среды (pH) и плотности почв, позволило охарактеризовать изменения, происходящие в почвенном органическом веществе под воздействием пожаров. В ходе лабораторного пирогенного эксперимента установлены закономерности изменений органогенных горизонтов торфяной олиготрофной, подзола иллювиально-железистого и типичной подзолистой почв при различных условиях горения. Выявлены количественные и качественные изменения органогенных горизонтов почв, происходящие в результате пирогенной трансформации.

Теоретическая и практическая значимость. Впервые для Республики Коми проведена комплексная реконструкция палеопожаров и оценена их роль в трансформации органогенных почв. Получены оригинальные данные о влиянии пирогенного фактора на состав ПОВ и образование ароматических соединений в органогенных горизонтах почв, что дополняет фундаментальные представления о пожарной активности и ее последствиях в бореальной зоне. Практическая значимость заключается в прогнозировании изменений почв и ПОВ при пожарах и возможном изменении пирогенной активности при климатических изменениях. Кроме этого, результаты могут быть использованы в лекционных курсах по палеоботанике и палеоэкологии, при подготовке практических и лабораторных работ, а также в ходе полевых практик для студентов экологов и почвоведов.

Методология диссертационного исследования. Работа основана на комплексном подходе к изучению органогенных почв и воздействия на них пожаров. Динамика пожаров в голоцене, их влияние на свойства органогенных горизонтов почв были проанализированы в контексте зонального ряда Республики Коми как обширного репрезентативного региона бореальной зоны. Классические и современные методы, включающий полевые наблюдения, химический, физический

и статистический анализ, послужили основой для получения итоговых результатов и выводов.

Положения, выносимые на защиту:

1. Исследуемые экосистемы неоднократно подвергались пирогенному воздействию, период климатического оптимума голоцена характеризовался высокой пожарной активностью, тогда как в суббореальный период она снижалась. При этом заселение территории оказывало существенное влияние на частоту пирогенных событий.

2. Пирогенные остатки обнаружены по всей толще торфяных олиготрофных почв. Концентрация макроскопических частиц угля влияет на содержание ПАУ и степень ароматичности ОВ, а также статистически связана со степенью разложения торфа и с запасами углерода.

3. Воздействие высоких температур сопровождается существенными изменениями физических и химических свойств органогенных горизонтов почв, включая возрастание pH, удельной электропроводности и удельной площади поверхности. При этом горение в условиях ограниченного доступа кислорода приводит к формированию ароматических структур в составе органического вещества.

Степень достоверности результатов проведенных исследований.

Достоверность полученных результатов базируется на критериях общепризнанных концепций об органическом веществе почв, подтверждена воспроизводимостью экспериментов и согласуется с имеющимися в литературе данными. Полученные результаты основаны на неоднократных измерениях и обработаны с применением программного пакета Statistica 10, сред программирования Python (версия 3.x) с использованием библиотек Pandas, SciPy и Matplotlib и R (R v3.6.1–4.3.2 и RStudio v1.3.1056–2024.12.1). Для минимизации погрешностей выполнены многократные измерения ключевых параметров.

Личный вклад автора. Диссертационная работа является результатом исследований соискателя с 2019 по 2025 гг. Автором принято участие в экспедициях в рамках четырех полевых сезонов (2020–2023 гг.) на территории Республики Коми, в которых был отобран материал исследования, проведено два лабораторных эксперимента (с ограничением и доступом кислорода) по влиянию высоких

температур на органогенные горизонты торфяных, иллювиально-железистых и типичных подзолистых почв. Выполнена подготовка проб к радиоуглеродному датированию, химическим анализам, изучению ботанического состава, ^{13}C ЯМР спектроскопии. Выполнен педоантракологический анализ. Проведен подбор и обобщение литературы. Осуществлен лабораторный анализ проб современными аналитическими методами, обработка массива экспериментальных данных, обобщение и интерпретация полученных результатов в публикациях и научных сообщениях.

Апробация работы: Материалы исследований доложены на научных мероприятиях: XXVII–XXXI Международная научная конференция студентов, аспирантов и молодых учёных «Ломоносов» (Москва, 2020–2024), Международная научная конференция XXIV Докучаевские молодежные чтения (Санкт-Петербург, 2021), VI Международный полевой симпозиум «Западно-Сибирские торфяники и цикл углерода: прошлое и настоящее» (Ханты-Мансийск, 2021), IV Всероссийская (XIX) молодежная научная школа-конференция «Молодежь и наука на Севере – 2022» (Сыктывкар, 2022), XXV Пущинская школа-конференция молодых ученых с международным участием «Биология – наука XXI века» (Пущино, 2022), II Всероссийская научная конференция (с международным участием) «Геохронология четвертичного периода: инструментальные методы датирования новейших отложений» (Москва, 2022), VIII съезд Общества почвоведов им. В.В. Докучаева и Школы молодых ученых по морфологии и классификации почв (Сыктывкар, 2022), Международная молодежная научная школа «Мониторинг, охрана и восстановление почвенных экосистем в условиях антропогенной нагрузки» в рамках международного форума «Степная Евразия – устойчивое развитие (Ростов-на-Дону, 2022), VI Всероссийская конференция с международным участием «Вопросы геологии и комплексного изучения экосистем Восточной Азии» (Благовещенск, 2022), Научно-практическая конференция «Современная экологическая обстановка и состояние биоразнообразия в Республике Коми» (Сыктывкар, 2022), XXX–XXXII Всероссийская молодежная научная конференция «Актуальные проблемы биологии и экологии» (с элементами научной школы) (Сыктывкар, 2023–2025), Всероссийская (с международным участием) конференция по мерзлотным почвам «Мерзлотные почвы в антропоцене» (Салехард, 2023), X Всероссийская (с международным

участием) научная конференция «Актуальные вопросы теории и практики лесного почвоведения» (Петрозаводск, 2023), IX съезд Общества почвоведов им. В.В. Докучаева (Казань, 2024), XI Всероссийская научная конференция с международным участием «Экологические функции лесных почв и биоразнообразие лесов» (Красноярск, 2025).

Связь работы с плановыми исследованиями и научными программами.

Исследование реализовано при финансовой поддержке проектов Российского фонда фундаментальных исследований № 19-29-05111 мк «Механизмы пирогенной стабилизации углерода в почвах бореальных лесных и болотных экосистем» и Российского научного фонда № 25-17-00054 «Природоподобные и антропогенные технологии для аккумуляции стабильных форм углерода в лесных почвах», бюджетных тем ИБ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН № 122040600023-8 «Криогенез как фактор формирования и эволюции почв арктических и бореальных экосистем европейского Северо-Востока в условиях современных антропогенных воздействий, глобальных и региональных климатических трендов» и 125021902454-1 «Почвы и почвенные ресурсы европейского Северо-Востока России в условиях современных климатических изменений, антропогенного пресса и социально-экономических вызовов».

Публикации. Основные положения, результаты и выводы диссертации отражены в 7 научных трудах, опубликованных в рецензируемых научных изданиях, рекомендованных для защиты в диссертационном совете МГУ по специальности и отрасли наук.

Структура и объем. Диссертационная работа изложена на 186 страницах, состоит из введения, четырех глав, заключения, выводов, списка литературы и пяти приложений, содержит 45 рисунков и 12 таблиц. Список литературы составляет 403 источника, из них 259 на иностранном языке.

Благодарности. Автор искренне благодарит своего наставника и научного руководителя доктора биологических наук Дымова Алексея Александровича за ценные советы, мудрые напутствия и всестороннюю поддержку на всех этапах выполнения работы. Особая признательность за вдохновение, поддержку и помощь в выполнении исследований адресована коллеге и другу кандидату биологических наук Старцеву Виктору Викторовичу. Автор также выражает глубокую

признательность сотрудникам отдела почвоведения ИБ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, а также работникам других отделов: к.б.н. Габову Д.Н., к.б.н. Гончаровой Н.Н., к.б.н. Дубровскому Ю.А., д.б.н. Кутявину И.Н. Автор благодарит сотрудника ИЛ СО РАН к.б.н. Прокушкина А.С. и сотрудника СГУ им. Питирима Сорокина к.б.н. Боброва Ю.А. за активное обсуждение результатов, ценные советы и рекомендации. Особая благодарность сотрудникам экоаналитической лаборатории ИБ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН Тумановой Е.А. и Зуевой О.М. за проведение части химических анализов.

ГЛАВА 1. ТОРФЯНЫЕ ОЛИГОТРОФНЫЕ ПОЧВЫ КАК ИСТОЧНИК ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ

1.1. Пожары как фактор, влияющий на торфяные и лесные ландшафты бореальной зоны

Зарождение жизни на Земле и развитие человечества тесно связано с пожарами. Данные процессы, широко распространенные в земной системе, играют важную роль в формировании структуры экосистем, их пространственной дифференциации и создании постпирогенных биоценозов (Bond et al., 2005; Doerr et al., 2023; Дымов, 2023). На протяжении более 400 млн лет (Lu et al., 2021) пожары выступают фактором трансформации экосистем, участвуя в эволюции биосферы и процессах почвообразования (Doerr et al., 2023). С одной стороны, безусловно, пожар следует относить к разряду стихий, во многом неподвластных человеку в настоящее время (Deb et al., 2020; Bryne et al., 2024.; Desyatkin et al., 2024). Пожары способны трансформировать огромные территории вследствие стихийных природных бедствий и безрассудных действий человека (Десяткин, Десяткин, 2019; Knorre et al., 2019; Дымов, 2020). С другой стороны, огонь исторически интегрирован в культурные практики, выступая катализатором антропогенеза и формирования социокультурных систем (Блинова, 2019). Пирогенный фактор сыграл решающую роль в переходе человечества от пассивной адаптации к активному освоению и преобразованию окружающей среды (Bowman et al., 2011).

Пожары долгое время являлись предметом изучения лишь внутри специализированных научных направлений, связанных с исследованиями в области процессов горения в рамках общенаправленных естественнонаучных дисциплин. При попытках описания пожаров и их воздействия, часто подчеркивалась взаимосвязанность огня с другими элементами природы. Необходимость изучения пожаров в комплексе с другими факторами обусловлена трудностью отдельного анализа взаимосвязанных компонентов данной системы. Комплексный подход к изучению влияния пожаров является актуальным в современное время, и наиболее

корректным с точки зрения естественнонаучных исследований. Влиянию пожаров на элементы экосистем посвящено множество работ. В результате достоверно выявлено, что пожары напрямую или косвенно влияют на все элементы экосистем. Влиянию пожаров на растительный покров посвящены работы Л. Ф. Каплюка и А. Ф. Полякова (1980), М. В. Банникова и А. И. Позднякова (2004), В. Н. Ильиной (2011), Н. Краснощекова (2013) и других. Влияние пирогенных процессов на живые организмы освещено в работах С. Н. Санникова (1997), В. Г. Мордковича и О. Г. Березиной (2009), Е. В. Скрипниковой и М. К. Скрипниковой (2013), К. Б. Гонгальского (2014), А. П. Гераськиной (2021) и других. Влиянию пожаров на почвы, которые являются крайне ценным ресурсом и содержат огромные запасы углерода (Yu, 2012; Elbasiouny et al., 2022; Doerr et al., 2023), в данной работе будет уделено основное внимание.

Согласно концепции Василия Васильевича Докучаева, почва является «зеркалом и произведением ландшафта», которое формируется под влиянием всех природных компонентов, включая пирогенные процессы (Карпачевский, 1983). Все эти компоненты, а позже добавленные фактор времени и антропогенная деятельность, были определены им как факторы почвообразования. Исследования учеников и последователей В. В. Докучаева (Н. М. Сибирцева, С. С. Неуструева, К. Д. Глинки, Б. Б. Плынова, И. П. Герасимова, В. А. Ковды, В. М. Фридланда и др.) показали, что почвенный покров России отличается исключительным разнообразием (Арчегова, 2007). Константина Дмитриевича Глинку, Бориса Борисовича Плынова и Константина Константиновича Никифорова (ученика Н.М. Сибирцева) можно считать основателями палеопочвоведения, который изучает почвы прошлого как продукт палеосреды и источник информации о её состояниях (Глинка, 1904; Плынов, 1917; Nikiforoff, 1943; Макеев, Русаков, 2023). Стоит подчеркнуть, что согласно указанным выше факторам, особенно сильное влияние на почвообразование оказывают климат, растительность и материнские породы, а на размещение почв очень велико влияние рельефа. Отсюда и огромная пестрота почвенного покрова (Арчегова, 2007). Перечисленные факторы влияют на формирование почв повсеместно, однако в фокусе настоящего исследования находятся бореальные ландшафты, а исследуемые почвы представленные

торфяными, подзолами и подзолистыми почвами, для которых характерно наличие выраженных органогенных горизонтов.

Генезис почв бореальной зоны представляет собой результат длительного взаимодействия компонентов экосистем северного полушария. Особое внимание заслуживает ранимость таежных экосистем к резким изменениям (флуктуациям) окружающей среды, которые могут повлечь стремительную и необратимую трансформацию окружающей среды. (Gauthier et al., 2014; Walker et al., 2018; Дымов, 2020). Академик Г.В. Добровольский подчеркивал, что одной из важнейших глобальных функций почв в биосфере является регулирование цикла углерода (Добровольский, Никитин, 2000). В суровых условиях бореальной зоны происходит генезис и развитие почв, способных аккумулировать значительные запасы углерода. Хранящийся в почвах углерод способен взаимодействовать с лесными пожарами. Считается, что один из существенных факторов, влияющих на развитие (генезис) и изменения (трансформации) почв в бореальной зоне являются пожары (Сапожников и др., 2001; Безкоровайная и др., 2005; Краснощеков и др., 2007; Чевычелов, 2013; Дымов и др., 2014 и др.). Кроме фактора, регулирующего потоки углерода, во многих регионах, включая бореальную зону, пожары рассматриваются как важный механизм лесовосстановления и устойчивости экосистем (Varner et al., 2005; Виноградова и др., 2015; Alexander et al., 2018).

Вопросы диагностики и классификации лесных пожаров имеют непосредственный практический интерес, особенно при рассмотрении природы и влияния лесных пожаров на бореальные экосистемы (Мелехов, 1965). Лесная пирология является направлением в науке, которая изучает природу лесных пожаров и вызываемый ими комплекс изменений, исследует вопросы формирования постпирогенных экосистем и множество других аспектов, включая разработку методов борьбы с лесными пожарами. Большой вклад в формирование понятийного аппарата лесной пирологии, как науки, внес Н. П. Курбатский. Он ввел более 326 терминов и их определений, образовав их в систему терминологии лесной пирологии (Курбатский, 1972).

Работы Н.П. Курбатского и его единомышленников во многом направлены на описание способов борьбы с лесными пожарами. Следует отметить, что современные исследования (Alcañiz et al., 2018; Кошковский и др., 2022; Cheng et al.,

2023) обосновывают необходимость дифференцированного подхода к контролю пожаров, основанного на состоянии экосистем. Данный подход предполагает преимущественное тушение возгораний, однако в ряде случаев – целенаправленное применение выжиганий (палы, *prescribed fires*) для профилактики и снижения риска мегапожаров или стимуляции роста отдельных видов растений. В данном контексте стоит дополнить, что на сегодняшний день продолжаются дебаты относительно значимости и полезности предписанных (искусственно вызванных и контролируемых, профилактических палов) пожаров в качестве инструмента для долгосрочного изъятия углерода из атмосферы и биосферы с последующим его заключением в почвах (Gregg et al., 2021; Heinemeyer, Ashby, 2023).

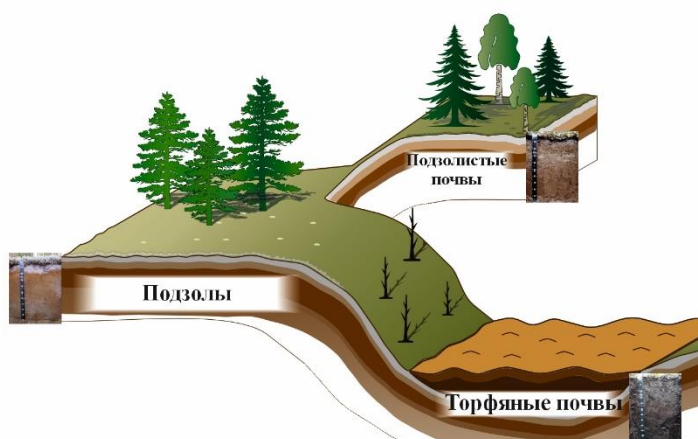
Современная классификация лесных пожаров выделяет три основных типа в зависимости от горящего яруса или почвенного слоя (горизонта): верховые, низовые и подземные (Greene, Michaletz, 2015; Сирин и др., 2019; Tienaho et al., 2024). Верховые пожары (*сrone fires*) относятся к открытому типу горения лесного полога, характеризуясь открытым пламенем. Низовые пожары в первую очередь сжигают наземную растительность и горючие материалы лесной подстилки, включая порубочные остатки. Подземные пожары связаны с тлеющим горением органогенного слоя почвы и корневой системы (Greene, Michaletz, 2015; Pérez-Izquierdo et al., 2020). В бореальных лесах преобладают низовые и подземные пожары, тогда как высокоинтенсивные верховые возникают реже (Päätaalo, 1998; Rogers et al., 2015; Сирин и др., 2019). Наземная растительность, горящая при низовых пожарах, в большей степени состоит из кустарников, трав, лишайников и мхов (Marozas et al., 2007; Buriánek et al., 2013). Кроме того, низовые пожары могут уничтожать подлесок и горючие материалы, накопленные в лесной подстилке, включая деревья, которые были прорежены и оставлены на поверхности почвы. (Tienaho et al., 2024).

Для бореальной зоны крайне важно понимать пути трансформации органического вещества почв в результате лесных пожаров. В данной работе рассматриваются только низовые пожары, как наиболее частые и затрагивающие в основном органогенные горизонты почв. Низовые пожары являются самыми распространенными и по некоторым оценкам составляют около 80% от всех пожаров (Flannigan et al., 2000; Бобровский, 2010). При комплексном совпадении

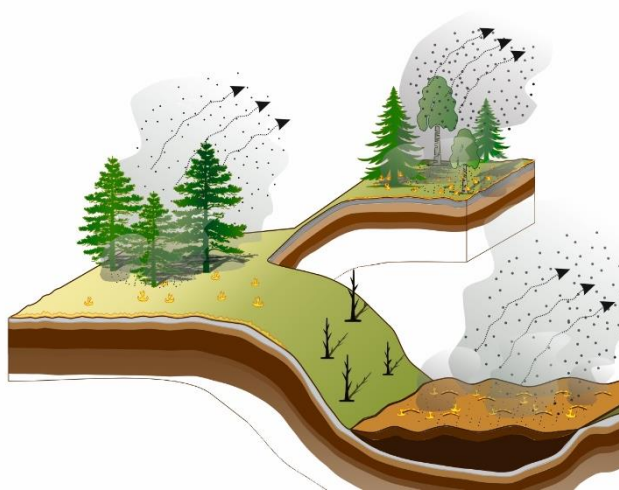
условий низкой влажности топлива, пирофитного (огнеопасного) таксономического состава и продолжительного периода высоких температур низовые пожары способны переходить в верховые или подземные (Flannigan et al., 2000; Turetsky et al., 2015; Che Azmi et al., 2021). Для торфяных почв за возгорание и распространение пожаров отвечает также снижение уровня грунтовых вод (Turetsky et al., 2015; Higuera et al., 2023). Наиболее высокие температуры при низовых пожарах имеют место на поверхности почвы, где они в зависимости от характера сгораемого материала достигают 300–500 °C (DeBano, 2000; Бобровский, 2010). При горении сухих древесных остатков, которые характеризуются более длительным временем горения, температуры способны подниматься до 700 °C (DeBano, 2000) и 900°C и более (Бобровский, 2010). Пирогенный углерод (PyC) включает сажу, уголь, черный углерод, биоуголь и образуется в результате неполного сгорания органического вещества (Bird et al., 2015; Rein, Huang, 2021), сопровождающего сжигание биомассы и потребление ископаемого топлива. В результате неполного сгорания образуются «устойчивые» к микробиологическому разложению формы углерода. В дальнейшем, в зависимости от размеров, трудноразлагаемые угли способны переноситься на огромные расстояния и накапливаться в понижениях (западины ветровальных почвенных комплексов, замкнутые понижения). Атмосферный перенос является основным путем мобилизации выбрасываемого PyC. Известно, что перенос крупных частиц угля возможен на 5 км от места возгорания (Tinner et al., 2006), в то время как мелкодисперсные постпирогенные остатки могут переноситься на сотни километров и более (Yttri et al., 2014; Evangeliou et al., 2016). В свою очередь сбрасываемые формы PyC переносятся водой и в большей степени зависят от рельефа (Scott, 2010). Перечисленные пирогенные процессы имеют фундаментальную важность благодаря их значительному влиянию на экосистемы – потери органического вещества, в том числе потери органического вещества почвы, преобразование минеральных питательных веществ в растворимые формы. Пожары комплексно влияют на почвенные системы, меняют морфологические свойства (Тонконогов, 1999), многократно увеличивают скорость минерализации (Bleken et al., 1997; Бобровский, 2010; Santín, Doerr, 2016a). Среди химических изменений, которые происходят в первую очередь, можно выделить испарение воды (до 105 °C), сгорание POV и образование пирогенных формаций (300–700 °C), повышение pH (450–1000°C) и др.

(Santín, Doerr, 2016a). Среди биологических: нарушение жизнедеятельности или гибель мелких корней (75 °C), микоризы (50–125 °C), бактерий (60–130 °C) и потеря банка семян (100–140 °C). Среди физических свойств почв можно выделить нарушение стабильности агрегатов на границе органогенного и минерального горизонтов (50–200 °C), появление гидрофобного подгоризонта (100–200 °C). На схеме (рисунок 1 – А) показана высотная дифференциация наиболее распространенных экосистем для Республики Коми: сосняки на возвышенностях, ельники (хвойно-лиственные насаждения) на склонах и заболоченные сообщества в депрессиях рельефа. Условия, при которых пожары затрагивают органогенные горизонты описаны ниже по тексту и схематично изображены на рисунке 1 – Б. Вариабельность интенсивности горения обусловлена гетерогенностью типа и пространственной структуры горючих материалов как между, так и в пределах отдельных участков, а также неоднородностью метеорологических условий, таких как динамика влажности и скорости ветра, и фитоценотического состава растительных сообществ (Davies et al., 2010; Шопина и др., 2021). Аномально высокие температуры в летний и весенний периоды в сочетании с пролонгированными засухами интенсифицируют процесс десорбции влаги из напочвенного покрова, представленного мохово-лишайниковым ярусом и лесной подстилкой, что трансформирует их в высокогорючий материал. На современном этапе доминирующим триггером возникновения низовых пожаров выступает антропогенный фактор. Существенное влияние на распространение низовых пожаров оказывают также особенности таксономического состава растительности и орографии ландшафта. Для бореальных экосистем характерна значительная аккумуляция пирогенного материала, включающего валежник, сухую травянистую растительность и детрит, что формирует высокий пожарный потенциал территории. Аналогичные процессы характерны и для торфяных почв, однако их пожарная опасность дополнительно опосредована гидрологическим режимом. Сезонное снижение уровня грунтовых вод в летний период может вызвать интенсивную дегидратацию акротелма, что значительно повышает его воспламеняемость.

А – Условия умеренной влажности



Б – Условия пониженной влажности (засуха)



В – Условия повышенной влажности (дождь)

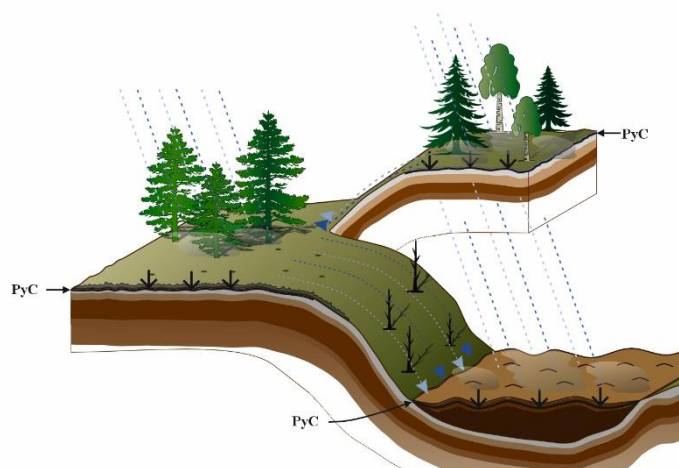


Рисунок 1. Схема накопления постпирогенных остатков в почвах.

В условиях дефицита влажности даже точечный источник возгорания при наличии сильного ветра способен инициировать быстрое распространение огня с последующей трансформацией низового пожара в верховой (Davies et al., 2010). В

случае торфяных залежей данная динамика может привести к переходу горения в скрытую фазу с развитием подземного (торфяного) пожара, характеризующегося длительным тлением и высокой резистентностью к тушению (Turetsky et al., 2015).

Известно, что пожары приводят к миграции с поверхности почвы минеральных и органических веществ, осаждению отдельных элементов (в большей степени соединений железа, алюминия, марганца, калия) в почвенном профиле и миграция других веществ за пределы почвенного профиля и вовлечение их в большой геологический круговорот. Объем и сложность преобразований пула POV под воздействием пирогенного фактора столь значительны, что требуют отдельного детального обсуждения ниже в тексте. В рамках ландшафтных изменений известно (Santín et al., 2016b) что огромные массы углерода переносятся из лесных экосистем в результате пожаров. Для бореальных экосистем доминирующим путем эмиссии является не прямой выброс в атмосферу (рисунок 1 – Б), а водный перенос и перераспределение внутри ландшафта с последующим накоплением в почвах, озёрных отложениях и других «промежуточных резервуарах» (рисунок 1 – В). Согласно современным оценкам, эмиссия PyC в форме сажи и «черного углерода» в атмосферу составляет 2 Тг в год, более 5 Тг в год переносится с ветром и дождем в реки и океан (Bird et al., 2015; Santín et al., 2016b). Наибольшее накопление PyC характерно для почв и составляет 71–212 Тг в год (Santín et al., 2016b).

Изучение пожаров и их влияния на экосистемы важно в рамках развития рационального использования природных ресурсов. Широко известно, что лесные пожары наносят значительный экономический, социальный и экологический ущерб, что актуализирует разработку мер их профилактики. Существует специальная шкала оценки лесных участков по степени опасности возникновения огня. Наиболее пожароопасны хвойные леса с высокой долей сухостоя и порубочных остатков. Предупреждение пожаров сводится к устройству защитных противопожарных полос: для предупреждения верховых пожаров – рубкой просек шириной 10–15 м, а для профилактики низовых пожаров – ширина просек составляет 1–2 м. Особое внимание следует уделять очисткам лесосек: созданию полос земли с удаленным растительным покровом, шириной до 2 м (Добровольский, 2002). Помимо научных работ, указывающих на необходимость предотвращения появления и распространения пожаров, имеются работы, описывающие их необходимость и их

благоприятное влияние на почвы лесных экосистем (Alcañiz et al., 2018). Несмотря на разрушительный потенциал, пожары играют важную роль в естественной динамике экосистем. В ненарушенных ландшафтах они выступают структурообразующим фактором, поддерживая стабильность биотической среды, продуктивность фитоценозов и численность редких (иногда исчезающих) видов (McLauchlan et al., 2020). В то же время, лесные пожары входят в естественный цикл природы.

Исключение пирогенного фактора может привести к деградации лесных сообществ и гибель некоторых видов (Захаренков, 2003). Также бореальные леса, по мнению ученых (Pan et al., 2011), остаются недооцененными, как в плане их роли в поглощении и связывании углерода, так и в сохранении биоразнообразия.

С развитием методов исследования и науки в целом накопилось огромное количество информации о том, как пожары влияют на экосистемы. В России с вопросами изучения влияния пожаров на органогенные горизонты почв бореальной зоны связаны работы Е. В. Абакумова (в соавторстве, Максимова и др., 2014; Dymov et al., 2014; Maksimova, Abakumov, 2017), И. Н. Безкоровайной (Безкоровайная и др., 2007; Безкоровайная, 2014; Bezkorovaynaya et al. 2015,), М. В. Бобровского (Бобровский, 2010; Дьяконов и др., 2017; Bobrovsky et al., 2023), А. В. Брюханова (Брюханов, Верховец, 2005; Котельников и др., 2024), А. В. Волокитиной (Софронов, Волокитина, 1985; Волокитина и др., 2010; Волокитина и др., 2020), Р. В. Десяткина (Десяткин, Десяткин, 2019; Desyatkin et al., 2022; Десяткин и др., 2024), А. А. Дымова (Дымов, 2020; Дымов и др., 2022; Dymov et al., 2023), С. Н. Кирпотина (Kirpotin et al., 2009; Feurdean et al., 2020a; Kirpotin et al., 2021), С. В. Лойко (Loiko et al., 2019; Лойко и др., 2022; Shefer et al., 2024), Т. М. Минкиной (Minkina et al., 2021; Kazeev et al., 2022; Schneider et al., 2024), Е. И. Пономарева (Ponomarev et al., 2016; Пономарев, Пономарева, 2018; Пономарев и др., 2019), А. С. Прокушкина (Прокушкин, Токарева, 2007; Богданов и др., 2009, Карпенко, Прокушкин, 2019), С. Н. Сушковой (Sushkova et al., 2020; Kazeev et al., 2022), В. Н. Тарасовой (Tarasova et al., 2016; Тарасова и др., 2021), И. В. Токаревой (Прокушкин, Токарева, 2007; Tokareva et al., 2011), Е. Ю. Чебыкиной (Гладков и др., 2020; Chebykina, Abakumov, 2022) и других. На настоящее время ученые сумели обнаружить взаимосвязь между климатическими изменениями и частотой пожаров в прошлом (Никифорова, 2008;

Борисова, 2014; Куприянов и Новенко, 2019; Mergelov et al., 2024). Установлено, что перенос черного углерода как результат неполного сгорания органического материала на снежный и ледяной покров способен приводить к снижению отражающей способности (альбедо) и приводить к ускоренному таянию снежных и ледовых поверхностей в зонах близких к полюсам и в горных регионах (Clarke, Noone, 2007; Flanner et al., 2007; Абакумов и Темботов, 2020; Magalhães et al., 2024). Также имеется множество работ, в результате которых выявлено, что на частоту, широту распространения и интенсивность пожаров влияет таксономический состав экосистем (Feurdean et al., 2020b; Molinari et al., 2020; Blyakharchuk et al., 2024). Установлено, что пожары способны усиливать потоки элементов из сгоревших органогенных горизонтов почв (Parham et al., 2013; Токарева, Прокушкин, 2016; Gorbach et al., 2022), приводить к выносу веществ (Cancelo-González et al., 2013; Zhang, Biswas, 2017; Arunrat et al., 2024) и снижать экосистемную продуктивность (Brias et al., 2000; Arunrat et al., 2024). Представленные исследования подчёркивают необходимость комплексного подхода, учитывающего как негативные последствия пожаров, так и их роль в поддержании экологического баланса.

Для глобального углеродного цикла существенное значение имеют болотные фитоценозы (торфяные залежи или торфяники), поскольку они содержат огромные запасы углерода (C) в биосфере. Торфяные залежи характеризуются высокой долей содержания органического вещества 50–95%, состоящего преимущественно из чрезвычайно переувлажненного органического материала различного ботанического состава и степени разложения (Инишева, 2006). Состоящая в основном из частично разложившихся растительных остатков, торфяная почва характеризуется содержанием минеральных элементов, чаще всего не превышающих 20–35%. Формирование таких почв происходит в условиях избыточного увлажнения (гидроморфизма) и дефицита кислорода, что препятствует ускоренному и полному разложению органического материала. Помимо вышеуказанного, наличие пластов сфагновых мхов в верховых (олиготрофных) болотах и содержащихся в них фенолсодержащих дубильных веществ и антиокислителей (антисептиков) дополнительно замедляет разложение за счёт ингибирования процессов окисления. Стоит подчеркнуть, что медленные темпы

разложения, создаваемые анаэробными условиями, рассматриваются как необходимое условие развития торфяников (Belyea, Clymo, 2001).

Выделяют три основных типа торфяных почв: верховые (олиготрофные), низинные (эутрофные) и переходные (мезотрофные). Данная классификация, основанная на типе питания болот по трактовке ботаника К. А. Вебера, получила широкое распространение и сохраняет актуальность (Wheeler, Proctor, 2000; Аветов и др., 2021). Стоит указать, что классификация основана на конкретной ботанической концепции и может не охватывать всю сложность экосистем. Торфяные почвы (ТП), на которых сосредоточено внимание в данной работе, формируются в условиях избыточного увлажнения и недостатка питательных веществ, питаясь в большей степени атмосферными осадками. Процесс формирования верхового болота начинается с заболачивания (заторфовывания) низинного болота или водоёма (озера, старицы, заводи рек), где накапливается органический материал (Скрынникова, 1954; Лазарев и Корчунов, 1982; Вомперский и др., 1999; Glückler et al., 2021). На ранних этапах растительность, произрастающая на обводненном участке, разлагается в условиях избыточного увлажнения, что приводит к образованию торфяного слоя. С течением времени торф утолщается, и поверхность болота поднимается над уровнем грунтовых вод, что снижает поступление минеральных веществ. Процесс «поднятия» болота над уровнем грунтовых вод – динамический и может варьироваться в зависимости от локальных условий (напр., влияние климатических колебаний, изменения водного режима). На данной стадии начинают преобладать сфагновые мхи, способные расти в условиях низкого содержания минеральных веществ и высокой кислотности. Сфагнум удерживает воду и органические кислоты, что дополнительно уменьшает доступность минеральных веществ для другой растительности и способствует формированию верхового болота. По мере роста сфагнума и накопления торфа болото продолжает подниматься над уровнем грунтовых вод, формируя характерный торфяной горизонт, состоящий преимущественно из слаборазложившихся растительных остатков. Верховые болота наиболее обильно формируются в условиях холодного климата и короткого вегетационного периода, что замедляет процессы разложения органического материала. Благодаря вышеописанному торфяные олиготрофные почвы при целостности слоистой

структуры способны хранить ценную и достоверную информацию о климатических и экологических изменениях на протяжении их развития (Московченко, 2006; Herzs Schuh et al., 2023). Данный тип болот преимущественно распространен в арктических и субарктических зонах. В умеренных зонах Европы, Азии и Северной Америки в зависимости от климатических условий и рельефа также могут развиваться верховые болота. Торфяники занимают лишь 2–3% поверхности суши Земли, но депонируют около 25% углерода, содержащегося в почве (Botch et al., 2995; Pan et al., 2011; Yu, 2012; Xu et al., 2018). Значительная доля болот и заболоченных лесов расположена в бореальной зоне (Вомперский и др., 2011). На болотах, в случае резкого интенсивного (долгосрочного) потепления или высыхания (которое будет сопровождаться снижением уровня воды), вероятнее всего произойдет утрата анаэробных ограничений, что будет стимулировать потерю углерода в атмосферу (Freeman et al., 2001; Габбасова и др., 2005; Nelson et al., 2021,). Более того, понижение уровня грунтовых вод может способствовать потере углерода за счёт сгорания торфов во время лесных пожаров (Turetsky et al., 2011; Sirin et al., 2020; Rein, Huang, 2021).

Кроме того, торфяные почвы являются уникальными архивами (согласно концепции Виктора Оганесовича Таргульяна – почвы обладают памятью), хранящими информацию о климатических и экологических изменениях в голоцене, поэтому подходят для изучения истории прошедших пожаров, их частоты и интенсивности (Egli et al., 2012; Dyakonov et al., 2017; Новенко и др., 2018; Barhoumi et al., 2019; Куприянов и Новенко, 2019). Изучение истории пожаров возможно благодаря тому, что пирогенные соединения углерода, хранящиеся в торфяных почвах, в значительной степени являются стабильными формами углерода (Nelle et al., 2013). Его участие в круговороте сильно замедлено, за счет химических особенностей, низких температур и неспособности деструкторов проникать в условия дефицита кислорода в торфяниках (Ваганов и др., 2005; Preston, Schmidt, 2006; Nelle et al., 2013; Jones et al., 2019; Loisel et al., 2021). В большей степени для реконструкции динамики пожаров подходят верховые (олиготрофные) болота, так как они имеют свойства накопления информации, благодаря непромывному водному режиму. Известно, что в торфяных почвах, в составе постпирогенного древесного угля, углерод накапливается в чистом виде (Heinemeyer et al., 2018).

Комплексный анализ данных торфяных отложений в сочетании с реконструкцией голоценовых палеосредовых условий позволяет разрабатывать модели для прогнозирования будущих климатических изменений. Попытки реализовать прогноз изменений в круговороте углерода, питательных веществ и воды в условиях потепления климата уже совершались (Flannigan et al., 2013; Duncan et al., 2021). Но учитывая, что в голоцене было множество резких климатических изменений, которые не отражались повсеместно (Борисова, 2014), для территории бореальной зоны стоит исследовать больше торфяных залежей для возможности выявления более точной динамики пожаров. При этом важно учитывать, что современная частота пожаров в бореальных экосистемах обусловлена как природными факторами, так и антропогенным воздействием (Whitlock et al., 2010), что затрудняет прогнозирование климата.

Радиоуглеродный анализ — один из ключевых методов датирования, разработанный благодаря исследованиям изотопа ^{14}C физиками Мартином Камином и Сэмюэлем Рубином в середине двадцатого века. Данный метод позволяет выявить возраст образцов биологического происхождения в результате перерасчета периода полураспада изотопа ^{14}C в 5730 ± 30 лет (Godwin, 1962; Klein et al., 1980). Радиоуглерод включается в органические ткани в процессе жизнедеятельности организмов. После гибели организма обмен с атмосферой прекращается, и начинается радиоактивный распад изотопа. Относительное содержание ^{14}C в различных объектах варьирует из-за расхождения в установлении равновесных концентраций (Stuiver et al., 1998; Кузьмин, 2011). В данной работе радиоуглеродное датирование применено для изучения торфяных залежей в палеоэкологических целях. Для дополнительной реконструкции возраста лесных пожаров для некоторых участков были применены дендрохронологические методы (Madany et al., 1982; Rinn, 1996).

Для получения данных об экологических и климатических условиях в определенный период голоцена в большей степени используют скорость вертикального прироста торфяной залежи и его состав. Кроме этого анализируют органические остатки торфа, получая информацию о степени его разложения (Turetsky et al., 2015; Gorbach et al., 2025a, 2025b), ботаническом составе (Карпенко и др., 2022; Startsev et al., 2022a; Goncharova et al., 2023) или проводят спорово-

пыльцевой (палинологический) анализ (Голубева, 2008; Куприянов, Новенко, 2019). Под ботаническим составом торфа подразумевается совокупное сочетание всех ископаемых тканей (Инишева, 2006). В данной работе был проведён анализ ботанического состава растительных остатков, извлечённых из торфяных залежей.

Одновременно с данными возраста и ботанического состава, в работе представлены исследования, касающиеся результатов палеоэкологической дисциплины – педоантракологии (Thinon, 1992). Основанная археологами из Франции и активно развивающаяся с 1978 г данная дисциплина направлена на количественное и качественное изучение углистых частиц в почвах (Thinon, 1978). Педоантракология основана на выявлении обломков угля пирогенного происхождения, которые присутствуют в большинстве почв планеты, образовавшихся в результате процессов неполного сгорания (Preston, Schmidt, 2006; Rein, Huang, 2021). В результате сопоставления концентрации углистых частиц и возраста появляется возможность выделить периоды голоцена с частыми и интенсивными пожарами. Анализ происхождения, дисперсности, фрагментации и пространственно-временных связей между почвенными углями (антракоценозами) в прошлом, при применении дополнительных методов анализа органического вещества торфяников, позволяют интерпретировать данные обугленных остатков растительности прошлого, и установить, как пожары повлияли на трансформацию органического вещества почв.

Межпожарный интервал является ключевым показателем при изучении истории природных возгораний. Методы педоантракологии, основанные на анализе распределения углистых частиц в торфяных отложениях в сочетании с радиоуглеродным датированием, позволяют определить частоту и интенсивность пожаров в прошлом. Указанные данные помогают установить, как часто происходили возгорания в конкретных экосистемах в течении голоцена, а также оценить их влияние на трансформацию органического вещества почв.

Получить информацию о том, как пожары повлияли на ПОВ позволяют классические методы (Certini, 2005; Дымов, 2020; Startsev et al., 2022b). Более точную количественную и качественную информацию о влиянии пожаров позволяет получить комплексное применение классических методов совместно с более современными, такими как ^{13}C -ЯМР спектроскопия (González-Pérez et al., 2004;

Mastrolonardo et al., 2015a, 2015b; Чуков и др., 2018; Dymov et al., 2022a), анализ содержания и соотношения полициклических ароматических углеводородов – ПАУ (Kim et al., 2011; Цибарт, Геннадиев, 2013; Габов и др., 2019; Сушкова и др., 2020, Яковлева и др., 2022). Кроме того, многие из ПАУ являются наиболее типичными химическими канцерогенами, обладающими мутагенной, токсикогенной, и тератогенной активностью, т.е. являются химическими трансформерами биосферы, что представляет отдельный интерес в рамках исследований экосистем (Смола, 2013).

Исследования торфяных почв бореальной зоны демонстрируют их ключевую роль как архива палеоэкологических данных и важного резервуара углерода, чувствительного к пожарам и климатическим изменениям (Ковалев, Ковалева, 2020). Комплексное применение современных методов анализа, включая педoантракологию и радиоуглеродное датирование, позволяет реконструировать динамику пожаров в голоцене, выявить влияние пирогенного фактора на трансформацию ПОВ. Полученная информация необходима для корректного управления пожарами, учитывая их двойственную роль, где они одновременно являются фактором деградации торфяных залежей, и механизмом поддержания экосистемного баланса. В условиях современных климатических изменений и возрастающего антропогенного воздействия это особенно актуально.

1.2. Палеоэкологические исследования торфяных почв бореальной зоны

Отложения торфяных почв и озёр, накопленные за период голоцена в западных регионах России, на территории Скандинавии, Прибалтики, Карелии и Белоруссии, изучены достаточно подробно. Для озвученных территорий накоплено большое количество достоверной палеоэкологической информации. Однако Республика Коми остается в этом отношении недостаточно изученной территорией. Стоит подчеркнуть, что уникальное географическое положение Республики привело к широкому распространению болот и заболоченных земель. Согласно оценкам, от 7,7 до 9,6% территории занимают заболоченные участки (Атлас Республики..., 1997). По запасам большую долю занимают верховые болота – 44 % (1239 млн. тонн), тогда как низинные и переходные занимают 38 (1073 млн. тонн) и 18 (505 млн.

тонн) %, соответственно (Атлас почв..., 2010). Благодаря чему в регионе сосредоточено огромное количество палеоэкологической информации. В Республике Коми неоднократно проводились комплексные палеоэкологические исследования торфяных почв для получения климатической и экологической информации в голоцене, включая данные о пожарах.

К раннему этапу истории изучения климата Республики Коми можно отнести начало второй половины двадцатого века, когда в результате развития радиоуглеродного датирования, палинологических методов (Пыльцевой анализ, 1950) и формированию атласа (определителя) ботанического состава (Домбровская и др., 1959), ученые начали более подробно изучать болотные и озерные четвертичные отложения. В работах Э. И. Лосевой (Девятова, Лосева, 1964) расшифрованы голоценовые отложения севера Русской равнины (бассейн р. Мезени, север Республики). В 1966 году была опубликована работа Т. И. Смирновой, в которой представлены результаты исследований голоценовых отложений в восточной части Большеземельской тундры и на основании состава спорово-пыльцевых спектров выделены семь фаз развития растительности (Смирнова, 1966). Т. Г. Суrowой и Л. С. Троицким опубликованы результаты палеогеографических исследований на Полярном Урале (Суrowа, Троицкий, 1971; Суrowа и др., 1975). Сопоставлены данные с европейскими и сибирскими разрезами, выделено восемь фаз развития растительности. В этот же период Н. А. Хотинским проведены исследования болот на Среднем Урале (Хотинский и др., 1982). Л. М. Потапенко исследовала пойменные отложения реки Вычегда (Потапенко, 1971, 1975). Подробные палеоклиматические кривые и тренды климатических изменений были получены в работах Т. И. Смирновой, В. К. Немковой, Л. Д. Никифоровой, в результате исследований Печорской низменности, бассейнов рек Вычегда и Мезень (Смирнова, 1966; Немкова 1976; Никифорова, 1980, 1982). В исследованиях Л. Д. Никифоровой (Никифорова, 1980, 1982) показана модель периодизации голоцена и указано, что состав и соотношение компонентов в спорово-пыльцевом спектре дают информацию не только о растительности зон и подзон, но и о характере преобладающих в них формаций (на уровне групп формаций). Дополнительные и уточняющие характеристики климатических изменений и таксономического состава на территории Республики Коми описаны в работах Л. А. Коноваленко (Волокитин,

Коноваленко, 1988), Д. А. Дурягиной и Л. А. Коноваленко (1993), О. К. Борисовой (Сидорчук, Борисова, 1999), Н. А. Мариевой (Мариева, 2001, Марченко-Вагапова, Мариева, 2001). Собранные данные и работы Голубевой Юлии Владимировны привели к появлению полноценной характеристики климатических изменений в голоцене на территории Республики Коми (Андреичева и др., 2007, 2015; Голубева, 2008, 2010).

На данном этапе в результате комплексных исследований произведена синхронизация датировок и палинологических данных, что позволило получить информацию о климатической обстановке в голоцене на региональном уровне. Установлено, что в постледниковый период климат региона претерпевал значительные изменения, включая периоды потепления (оптимумы) и похолодания (пессимумы), которые оказали влияние на растительность и трансформацию экосистем. Данные спорово-пыльцевого и ботанического состава позволили реконструировать изменения в таксономическом составе, установив, что в отдельные периоды голоцена доминировали различные типы растительности. В некоторых работах задеты более поздние периоды голоцена и описаны тренды антропогенного воздействия на экосистемы, такие как вырубki лесов, сельскохозяйственная деятельность и пожары, которые начали оказывать влияние на растительность и ландшафты. Были обнаружены изменения в уровне воды в озерах и болотах, что свидетельствует о колебаниях влажности климата, также повлиявших на распределение и состав растительности. Исследования показали, что климатические и экологические изменения могли проявляться по-разному в разных частях региона, что подчеркивает важность локальных факторов в формировании экосистем (Борисова, 2014).

На сегодняшний день изменение климатических условий региона в голоцене описано достаточно подробно, если сравнивать с изучением пирогенной динамики в голоцене. Отсутствие разделения радиоуглеродного (^{14}C) и калиброванного (Reimer et al., 2020) возраста в проведенных ранее исследованиях не позволяет дать корректную характеристику изменениям климата по возрасту. Гораздо удобнее описать изменения в климате согласно классификации периодов Блитта-Сернандера, которая отражает динамику климатических изменений и чаще всего используется в литературе (Mangerud et al., 1974; Walker et al., 2018). Установлено,

что в начальный период голоцена (включая пребореал), после отступления ледника, климат был относительно холодным, после чего начался период повышения среднегодовых температур. В хронологическом ряду, сосновые сообщества с участием ели и березы преобладали в долине р. Вычегды. Роль сосновых лесов на водоразделе Мезени и Вычегды позднее уменьшилась, тогда как древесные формации березняков продолжали преобладать. На Среднем Тимане установлено распространение редколесий из ели, березы и лиственницы. Схожие с долиной р. Вычегды, еловые и березовые редколесья развивались в долине р. Печоры. Раннепребореальное потепление и позднепребореальное похолодание, аналогичные Половецкому потеплению и Переславскому похолоданию на Русской равнине (Хотинский, 1969), подтверждаются в описанном выше развитии растительности.

Позднее в бореальный период климат характеризуется как более теплый и сухой. Распространение темнохвойных лесов установлено для бассейна р. Вымь. Постоянной примесью установлены остатки сосны, берёзы, ольхи и ивы. Позднее более осветлённый характер приобрели темнохвойные леса в бассейнах рек Сысолы и Выми. Позднее участие ели сократилось, увеличилась доля сосны, ольхи, возросла роль древовидной и кустарниковой берез, из состава лесов исчезли широколиственные породы (Никифорова, 1980; Марченко, Дурягина, 1996). Сокращение роли ели и сосны, и распространение осветлённых берёзовых лесов отмечено севернее, на водоразделе рек Мезени и Печорской Пижмы.

Средняя температура в северных широтах, с кратковременными колебаниями, увеличивалась до наиболее теплого атлантического периода, который считается оптимум голоцена. Темнохвойные еловые леса с заметным участием сосны, берёзы и присутствием пихты получили широкое развитие в начале периода на водоразделе Мезени и Печорской Пижмы. Широколиственные породы были отмечены на юге региона. В середине атлантического периода в бассейне Вычегды сократилась роль еловых лесов, при этом увеличилась роль березы, участие широколиственных пород уменьшилось. На севере региона были распространены темнохвойные лесные сообщества, значительно возросло участие березы. В конце периода на юге установлено понижение летних и среднегодовых температур по сравнению с началом атлантического периода, при этом еловые леса сменились южнотаежными с участием сосны, ели, пихты и березы. Заметное распространение получили

широколиственные породы (дуб, вяз, орешник). На севере в районе р. Ижмы доминировали березняки и сосновые леса с примесью ольхи, пихты и широколиственных пород (Голубева, Буравская, 2008). В атлантическом периоде выявлены наиболее высокие температуры июля и года, которые на исследуемой территории превышали современные температурные показатели на 2–3 °С и 2–3,5 °С соответственно (Голубева, 2008; Андреичева и др., 2015).

В суббореальном периоде климат начал становиться более прохладным и сухим, при этом он характеризовался умеренным климатом с чередованием теплых и холодных периодов. Установленные данные указывают, что средних значения температур июля были ниже на 0,5 °С, тогда как года – на 0,5–1 °С. В ранний суббореальный период на юге березовые и еловые леса постепенно теряли доминирование, роль ели сокращалась. На севере, в бассейне р. Ижмы доминировали березово-еловые леса (Голубева, Буравская, 2008). По данным Л. Д. Никифоровой (1980) в долине Печоры максимальный расцвет получил ольховник, существенную роль играла кустарниковая береза. Сокращение лесной растительности привело к расширению тундровых группировок, которые стали доминирующими формациями на севере. Темнохвойные леса с господством ели, примесью сосны, берёзы, ольхи и незначительным участием представителей неморальной флоры (вяз, дуб, липа) получили широкое распространение на водоразделе рек Мезени и Печорской Пижмы.

Наиболее близкий к современности и продолжающийся субатлантический период характеризуется постепенным повышением влажности и температуры. В начале субатлантического периода получили развитие елово-березовые древесные сообщества, при этом установлено единичное присутствие широколиственных пород и повышенное количество пыльцы сосны. В нижнем течении р. Вычегды наряду со средне- и южнотаёжными сосновыми были распространены южнотаёжные темнохвойные леса (Sidorchuk, 2001). Таким изменениям вероятнее всего способствовало наступившее повышение среднегодовых значений температур, малый климатический оптимум (Климанов, 1989). Климат приближался к современному. В это время температурные условия не достигали уровня максимального потепления голоцена, но повышались и явились заметным климатическим событием прошлого. К концу субатлантического периода в составе

древостоев возросла роль березы, что было вызвано похолоданием. Оно проявилось на всей территории Евразии, но наиболее сильно в северных регионах (Климанов, Сирин, 1997; Velichko et al., 1997; Елина и др., 2005), что привело к сокращению лесных сообществ и увеличению в бассейне р. Мезень редколесий, сформированных в основном березняками. Южнее (бассейн р. Вымь) развивались елово-сосновые, сосновые, елово-березовые леса.

Таким образом, от позднеледникового к оптимуму голоцена, на который приходились максимальное количество осадков и наиболее высокие температуры, имело место направленное потепление, после чего последовало направленное похолодание, представляя собой климатический ритм голоцена (Renssen et al., 2009, 2013; Marcott et al., 2013). Стоит подчеркнуть, что при рассмотрении голоцена как модели современной межледниковой эпохи установлено похолодание в сравнении с прошлыми межледниковыми эпохами (Борисова, 2014).

Для текущей работы описанные ранее исследования предоставили информацию о динамике климата и изменении таксономического состава в определенные периоды голоцена. Данные о составе растительности позволяют определить пожароустойчивую или подверженную горению типы растительности. Учитывая данные о лесах, окружающих болота, с использованием палеоклиматической информации, появляется возможность вычлнить состав древостоя, который способен привести к частым и интенсивным пожарам. Более подробная информация о таксономическом составе, способном привести к учащению и интенсификации пожаров предоставлена в главе 3.1.

На сегодняшний день реконструкции динамики пожаров с использованием торфяных отложений в голоцене посвящено множество работ. В большей степени для бореальной зоны исследования проведены на территории Скандинавии (Pitkänen et al., 2002; Ohlson et al., 2006; Kasin et al., 2013; Clear et al., 2014; и др.), Северной Америки (van Bellen et al., 2012; Couillard et al., 2019; Sim et al., 2023; Tcheumeleu et al., 2023; и др.) и Европы (Rius et al., 2011; Kuosmanen et al., 2014; Marcisz et al., 2017; Sim et al., 2023; и др.). В России проведены исследования динамики пожаров в голоцене для европейской части (Куприянов, Новенко, 2019; Mazei et al., 2020; Mergelov et al., 2024; и др.), Сибири (Barhoumi et al., 2021; Feurdean et al., 2022; Novenko et al., 2022; Startsev et al., 2022a; и др.) и дальнего востока (Klimaschewski et

al., 2015; Pendea et al., 2016; Yu et al., 2017; Решетова, 2018, и др.). Учитывая площадь страны, особенно территорию, занятую бореальной зоной, имеется возможность более точно воссоздать динамику пожаров в голоцене, учитывая, что на сегодняшний день существует множество пробелов в понимании пирогенных процессов, прошедших в постледниковый период. На территории Республики Коми, без учета результатов текущей работы, комплексные исследования динамики пожаров в голоцене по торфяным отложениям проведены в средней тайге (в предгорье Урала) (Barhoumi et al., 2019, 2020, 2023).

В представленных работах рассматривается динамика лесных пожаров, история растительности и влияние климатических изменений и антропогенной деятельности в различных регионах России в голоцене. Стоит подчеркнуть, что на протяжении всего голоцена климат представлен как доминирующий компонент, который контролирует пожарную активность, так как регулирует состав, продуктивность и влажность горючего растительного материала. Исследования в европейской части России показывают, что развитие торфяников и история пожаров во многом зависели как от естественной изменчивости климата, так и от воздействия человека, особенно в последние несколько столетий. Присутствие людей, вероятно, приводит к увеличению частоты возгораний и изменению таксономического состава растительности, что в свою очередь способно привести к эскалации интенсивности пожаров. Данные, полученные из залежей торфяных почв Западной Сибири, указывают на тесную связь между частотой пожаров и климатической изменчивостью, особенно с уровнем влажности. Согласно прогнозам, изменения климата способны привести к учащению и повышенной интенсивности пожаров в бореальной зоне. Повышение средней температуры воздуха и периодические засухи могут усилить высыхание торфяников, что в свою очередь, способно увеличить риски возникновения лесных пожаров. Полученные данные свидетельствуют о том, что пожарная активность в будущем может существенно возрасти по сравнению с периодом за последние три тысячи лет, особенно в зонах вечной мерзлоты.

Динамика пожаров была сопоставлена с изменением состава растительности. Исследования указывают на переход от темнохвойных к более светлохвойным породам древостоя после интенсивных пожаров. Вероятно, это объясняется неспособностью определенных видов достигать возраста плодоношения (созревания

семян) в период между интенсивными пожарами. Установлено, что разный таксономический состав растительности по-разному реагирует на пожары. Например, лиственные деревья, такие как береза и ива, занимали огромные пространства в более влажные периоды, в то время как хвойные, в большей мере сосна и лиственница, процветали в более сухих условиях. Выявлено, что в раннем голоцене преобладали открытые лиственнично-берёзовые леса, характеризовавшиеся интенсивным выгоранием лесной растительности. В таких регионах, как Центральная Якутия, данные, полученные из торфяников, указывают на то, что большие объёмы сгоревшей биомассы в раннем голоцене были характерны для открытых лесов. По мере изменения климата (к среднему голоцену) произошёл переход к более густым смешанным лесам, в которых также преобладала лиственница. С увеличением плотности леса со временем наблюдалась тенденция, когда густые лиственничные древостои потенциально смягчали вызванную климатом интенсификацию пожарных режимов. Однако, имеются данные, о том, что при повышении средних температур и полноты древостоя, насекомые способны нарушать состояние лесных экосистем и приводить к образованию огромного количества сухого топлива для пожаров (Kharuk et al., 2021).

Анализ частоты и концентрации макроскопических частиц угля в торфяных отложениях позволил установить, что накопление пирогенных остатков служит надежным индикатором пожаров в прошлом. Динамика пожаров в голоцене, как наиболее информативного постледникового периода, показывает достоверную взаимосвязь климата и растительности. Частота и интенсивность пожаров колебались в соответствии с климатическими и экологическими изменениями на протяжении всего голоцена. Комплексные исследования пожаров локального масштаба, проведенные в разных частях северного полушария, показывают, что распределение пройденных пожаров было неравномерным, происходили с определенной периодичностью (импульсами), и зависели от рельефа, климатических условий и динамики растительности. Комплексная обработка и обобщение данных, полученных в результате исследований пожаров локального масштаба, позволили получить информацию о региональной пирогенной изменчивости. В результате исследований регионального уровня установлено, что пожары в ответ на изменения факторов окружающей среды способны приводить к

образованию новых постпирогенных экосистем. При этом различные пожарные режимы для разных ландшафтов с учётом местных факторов (включая тип почвы и наличие влаги) существенно влияют на интенсивность пирогенного воздействия и его экологические последствия.

Динамика пожаров в бореальной зоне за послеледниковый период и её моделирование подчёркивают важность понимания пожарных режимов для прогнозирования будущих трендов в контексте продолжающегося изменения климата. Сопоставление данных о содержании и концентрации макрочастиц угля с экологическими изменениями позволяет получить ценные сведения о том, как экосистемы приспосабливались к меняющимся пожарным режимам на протяжении тысячелетий.

Исследования голоценовых отложений в западных регионах России и на сопредельных территориях ведутся существенно активнее, из-за чего получен значительный объем данных. В то же время северо-восток европейской части страны, включая Республику Коми, остается слабоизученной. Особенно это касается восстановления палеоэкологии и изучения следов пожаров в прошлом. Болотные экосистемы широко распространены в регионе и содержат уникальные палеоархивы, которые представляют огромную ценность для понимания динамики климата, растительности и пожаров в голоцене. Существующие данные о пожарной активности остаются дискуссионными, фрагментарными и требуют дополнительных исследований с использованием современных методов датирования и анализа.

1.3. Трансформация органогенных горизонтов почв хвойных лесов в результате пожаров

Почвы, особенно их органогенные горизонты, играют ключевую роль в функционировании бореальных экосистем. Сухой материал органогенных горизонтов в большей степени подвержен возгоранию и часто являются причиной распространения пожаров. В результате горения некоторая часть сгоревших материалов выбрасывается в атмосферу (Johnson, 1992; Burke et al., 1997; Rein, Huang, 2021). Не высвобожденная часть и пирогенно-трансформированные

растительные остатки сохраняются на поверхности почвы и впоследствии переносятся в низлежащие горизонты под воздействием осадков и наслоением вторичного растительного материала (Дымов, 2020; Rein, Huang, 2021; Паюсова и др., 2024). Известно, что пожары меняют строение почв, что отражается в формировании в них педоантракологических архивов в виде почвенных углей (Bobrovsky et al., 2019; Dymov et al., 2022a; Петров, Гольева, 2023).

Однако вопрос о том, как пожары влияют на ПОВ верхних горизонтов в бореальных лесах высоких широт, до сих пор изучен недостаточно. Учитывая, что бореальные леса занимают огромную территорию (Artaxo et al., 2022), это исследование может привести к дополнению научных результатов, применимых для разработки стратегий устойчивого управления лесными пожарами. Известно, что компоненты почв и почвенных органических горизонтов претерпевают глубокие изменения во время пожара (Knicker, 2011; Merino et al., 2018; Dymov et al., 2021). Качественные и количественные пирогенные изменения в органическом веществе, как в наиболее функциональной составляющей почвы, приводят к глубокой трансформации физических, химических и биологических характеристик (González-Pérez et al., 2004; Certini, 2005; Bento-Gonçalves et al., 2012). В результате пожаров почвенное органическое вещество трансформируется, и в результате могут образовываться устойчивые формы углерода, такие как черный углерод, который способен сохраняться в почве на протяжении тысячелетий. Известно, что это может способствовать долгосрочному удержанию углерода в экосистеме и её потенциалу к аккумуляции углерода (Preston, Schmidt, 2006; Forbes et al., 2006; Egli et al., 2012). Важно отметить, что в результате пожаров возможны изменения таких физических свойств почвы, как структура и плотность, которые могут влиять на аэрацию и проницаемость почвы. Указанное выше, в свою очередь, может сказываться на росте растений и активности почвенных микроорганизмов. Физические превращения, такие как изменение текстуры почвы, могут влиять на её способность удерживать воду и питательные вещества (Certini, 2005; Neary et al., 1999). Масштабы и интенсивность трансформации в результате лесных пожаров зависят от типа пожаров (верховые или низовые), наличия, количества, состава и влажности живого или мертвого топлива (наземная растительность и их неразложившиеся остатки), погоды (температура воздуха, влажность и скорость ветра) и рельефа (Wotton,

Beverly, 2007; Горячкин, 2010; Neary, 2019). Все описанные факторы способны значительно больше меняться в результате антропогенной деятельности и могут значительно повлиять на последствия пожара (Rockström et al., 2009; Andela et al., 2017; Feurdean et al., 2020b). Более того, физические, химические и биологические свойства почв и подстилки могут быть изменены непосредственно после пожара в результате воздействия высоких температур или позднее в результате сукцессионных процессов (Certini, 2005; López-Martín, 2016; Dymov et al., 2018).

Во время интенсивных верховых лесных пожаров происходит значительное термическое разрушение растительного покрова и почвы (Rogers et al., 2015). Такое разрушение может приводить к высвобождению значительных количеств углекислого газа и других парниковых газов, что усиливает эффект изменения климата. Помимо вышеуказанного, сгорание органического вещества способно приводить к выбросам элементов, таких как азот и фосфор, участвующих в развитии организмов, что замедляет процесс восстановления экосистем (Caon et al., 2014; Dove et al., 2020). Компоненты почвы наиболее подвержены воздействию огня при условии достаточного количества биомассы и соответствующего пожароопасного состава органогенных горизонтов (González-Pérez et al., 2004; Certini et al., 2011). Чаще всего пожар приводит к значительному сокращению и реже к полному удалению органогенного горизонта (подстилки) (Certini et al., 2011; Nave et al., 2011; Bento-Gonçalves et al., 2012). В свою очередь, во время низовых лесных пожаров происходят не столь значительные изменения в составе органогенных и минеральных горизонтов почв. Несмотря на меньшую интенсивность, низовые пожары могут оказывать долгосрочное влияние на структуру и функции органогенных горизонтов. Помимо вышеуказанного, низовые пожары могут изменять гидрологические свойства почвы, такие как водоудерживающая способность и инфильтрация. Подобные изменения могут влиять на водный режим экосистемы, что особенно важно для бореальных лесов, где вода играет ключевую роль в поддержании биоразнообразия и функционирования экосистемы (Certini, 2005; Shakesby, Doerr, 2006). Помимо выбросов газов и аэрозолей при низовом горении (Soja et al., 2004), соединения, из которых состоят органогенные горизонты почв способны трансформироваться (Cetrini, 2005) и сохраняться (накапливаться) в экосистемах (Harden et al., 1997; Zhang-Turpeinen et al., 2021). Подвергшиеся огню

остатки, в свою очередь, способны влиять на микробиологическую активность и процессы разложения ПОВ (González-Pérez, 2004; Certini et al., 2005). В большинстве лесных экосистем сгоревший материал, остающийся на почве после лесных пожаров, в основном состоит из обугленных частей растительности. Обугленный материал, оставшийся после пожаров, может играть важную роль в стабилизации почвы и предотвращении эрозии. Однако в некоторых работах (Краснощеков, 2018; Габбасова и др., 2019; Десяткин и др., 2024), наоборот, отмечают, что гидрофобизация верхних горизонтов приводит к развитию эрозии, особенно в горных условиях. Кроме того, обугленный материал может влиять на микробиологическую активность, способствуя развитию определенных групп микроорганизмов, которые могут способствовать восстановлению экосистемы (Гродницкая и др., 2023). Несмотря на важную роль обугленного материала в балансе углерода, сохранении почвы и экологических процессах, лишь немногие исследования изучали свойства этого типа сожжённой биомассы, которые могут сильно варьировать в различных лесных экосистемах, а также на выгоревших территориях (Preston, Schmidt, 2006; Merino et al., 2015).

Пожары в бореальных лесах и болотах часто происходят при недостаточном доступе кислорода в виде тления в органогенных горизонтах почв. В отличие от открытого горения, тление – это беспламенная форма горения (Ohlemiller, 1985; Rein, 2016). Тление обычно происходит при гораздо более низких температурах, чем пламенное горение (500–700 °C против 1500–1800 °C) (Rein et al., 2008). В органогенных горизонтах почвы тлеющее горение часто проявляется как процесс пиролиза с частичным окислением растительных остатков, приводящее к дегидратации и обугливанию, а также окислению древесного угля, в результате которого органические вещества способны трансформироваться в золу (Hadden et al., 2012).

Одними из наиболее важных параметров, на которые влияют пожары, являются фракционный состав растительности, кислотность, электропроводность и удельная площадь поверхности, которые выполняют ряд важных функций в почвах (Masyagina et al., 2014; Vermooten et al., 2019; Wanniarachchi et al., 2019). Количественный и качественный состав органических веществ играет важную роль в круговороте соединений в рамках экосистем и сильно зависит от пожаров, а также

от содержания углерода и азота в различных формах и их соотношения (Peterson, Fry, 1987; Stephan et al., 2015; Nätke et al., 2017). Изменения кислотности, содержания элементов могут влиять на доступность питательных веществ для растений и микроорганизмов, что в свою очередь сказывается на восстановлении экосистемы после пожара (Knicker, 2011; Merino et al., 2018). Как правило, исследования вышеперечисленных параметров сосредоточены на минеральных горизонтах почв, а органогенные горизонты остаются без внимания. Причина, по которой исследования не фокусируются на органогенных горизонтах почв, заключается в том, что они часто сгорают дотла в результате лесных пожаров. Работа сосредоточена на попытке изучения, как изменяются параметры органогенных горизонтов почв в хвойных лесах бореальной зоны. Изучение влияния пожаров на эти горизонты почв хвойных бореальных лесов в настоящее время имеет множество пробелов, является фрагментарным и требует дополнительных практических (экспериментальных) и теоретических исследований.

Важно понять пути трансформации ПОВ посредством лесных пожаров низкой интенсивности. В данной работе рассматриваются исключительно низовые пожары, как наиболее распространенные в бореальной зоне и воздействующие преимущественно на органогенные горизонты. Как показано, даже такие пожары способны приводить к существенным изменениям в составе ПОВ, включая образование устойчивых пирогенных форм углерода.

ГЛАВА 2. ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

2.1 Характеристика региона исследований

2.1.1. Рельеф и почвы района исследования

Район исследований находится на северо-востоке европейской части России (рисунок 2). Согласно административно-территориальному делению, исследуемые ландшафты относятся к Республике Коми и располагаются в Усть-Цилемском, Ижемском, Княжпогостском, Троицко-Печорском, Сыктывдинском и Койгородском районах. Изучаемые участки относятся к Вычегодско-Мезенской равнине, Северным увалам, Средней и Южной частям Тиманского кряжа и западным предгорьям Уральского хребта (Производительные силы..., 1954).

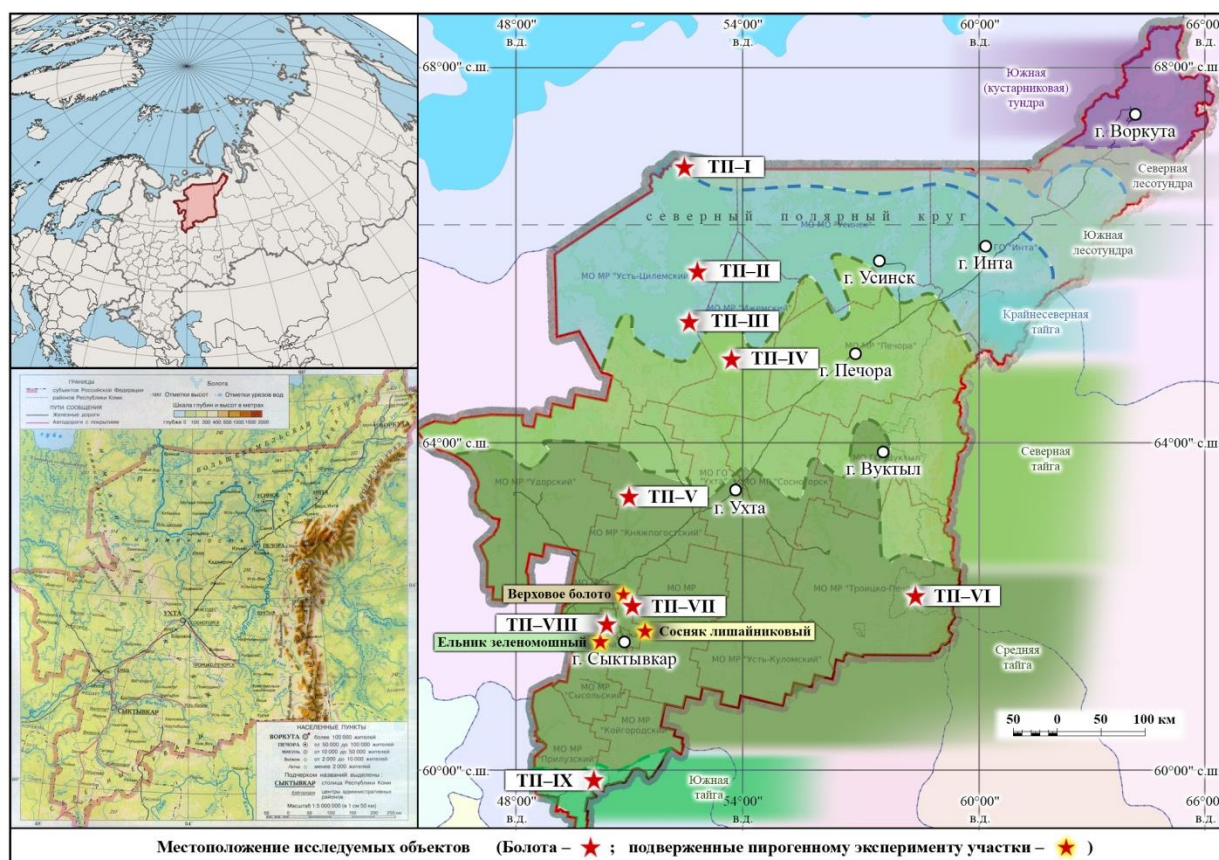


Рисунок 2. Расположение объектов исследования.

Участки изучаемых торфяных почв располагаются по всей территории Республики и образуют трансекту регионального масштаба от севера к югу (приложение А). Отбор органогенных горизонтов почв для пирогенного эксперимента проводили в ельнике зеленомошном и сосняке лишайниковом. Данные типы леса были выбраны как наиболее распространенные древостои бореальной зоны, где чаще всего проходят низовые пожары. Согласно Атласу почв Республики Коми (Атлас почв..., 2010), современные почвы, расположенные близ исследуемых территорий, представлены подзолистыми, дерново-подзолистыми, торфяно-подзолисто-глеевыми, аллювиально-дерново-глеевыми, подзолами иллювиально-гумусово-железистыми и аллювиально-болотными. Для пирогенного эксперимента выбраны органогенные горизонты подзолов (в сосняке лишайниковом) и подзолистых (в ельнике зеленомошном) почв.

Исследуемый участок **ТП–I** расположен на севере Печоро-Усинской провинции в Печоро-Усинском округе болотно-подзолистых, глееподзолистых, болотных торфяных и болотно-тундровых почв. Почвообразующими породами для провинции служат моренные суглинки, местами перекрытые маломощным чехлом флювиогляциальных супесей и песков, а также слоистые песчаные и песчано-суглинистые водно-ледниковые и озерно-аллювиальные отложения. Исследуемая территория участка **ТП–II** расположена в средней части Печоро-Усинского округа болотно-подзолистых, глееподзолистых, болотных торфяных и болотно-тундровых почв. Для округа характерны древнеаллювиальные равнины, которые приурочены к крупным олиготрофным сфагновым болотам. Участок **ТП–III** расположен на юге Печоро-Усинского округа таежных подзолистых почв в низовье реки Печоры. Исследуемая территория участка **ТП–IV** расположена на границе Печоро-Усинской и Тимано-Печорской провинций на севере Ижемско-Печорского округа подзолов иллювиально-гумусово-железистых, торфянисто- и торфяно-подзолисто-глеевых, иллювиально-гумусовых, глееподзолистых и болотно-подзолистых почв. Участок **ТП–V** относится к северо-востоку Мезенско-Вымского округа глееподзолистых, болотно-подзолистых почв, иллювиально-гумусово-железистых подзолов. Основными почвообразующими породами служат двучленные отложения: озерно-ледниковые пески и супеси. Участок **ТП–VI** расположен в предгорьях Северного Урала в Подгорно-Уральском округе глееподзолистых и горных лесных

глееподзолистых иллювиально-гумусовых почв. Исследуемый участок **ТП–VII** относится к Сысола-Вычегодской провинции Вымь-Вычегодскому округу типичных подзолистых, иллювиально-железистых подзолов, торфянисто-подзолисто-глееватых иллювиально-гумусовых почв. Наиболее распространенными почвообразующими породами в округе являются двучленные отложения, маломощные пески и супеси, подстилаемые моренными суглинками. Участок **ТП–VIII** относится к Мезенско-Вычегодской равнине в Сысольском округе типичных подзолистых и торфяно-подзолисто-глееватых почв. Участок **ТП–IX** расположен в Летском округе дерново-подзолистых почв Среднерусской провинции.

Участки, где проводился отбор образцов почв для пирогенного эксперимента, относятся к Мезенско-Вычегодской равнине в Сысольском округе типичных подзолистых и торфяно-подзолисто-глееватых почв.

2.1.2. Климат

Согласно атласу климата и гидрологии (Атлас Республики..., 1997) климат Республики Коми умеренный с относительно холодным летом и холодной, богатой снегом зимой. Благодаря существенной отдаленности исследуемых объектов, условия между северной и южной точкой значительно отличаются. Согласно литературным данным, современные среднегодовые температуры исследуемой зоны составляют от 2 до –1 °С, а среднее количество осадков составляет 500–700 мм в год. Показатели температуры и влажности равномерно сменяются от севера к югу, с незначительными колебаниями, связанными с рельефом и гидрологией. Согласно данным ближайших метеостанций Коми ЦГМС за период 1994–2024 гг., самая северная исследуемая точка характеризуется среднегодовыми температурами –1,2 °С и влажностью 516 мм в год (таблица 1). В то время как в самой южной точке среднегодовая температура равна 2 °С, а среднегодовая влажность составила 636 мм в год. Высота расположения исследуемых объектов над уровнем моря колеблется от 80 до 150 м. Согласно международной системе Кёппена все объекты исследования расположены на территории, где тип климата соответствует «Dfc» (Peel et al., 2007).

2.1.3. Растительность

Растительный покров Республики Коми на современном этапе представлен преимущественно таежными лесными экосистемами, занимающими около 77% площади (Паутов и др., 2000). Современная древесная растительность характеризуется преобладанием 8 хвойных и около 20 лиственных видов пород, которые отличаются приспособленностью к суровым условиям бореальной зоны (выносливость, холодо- и морозостойкость). Среди хвойных пород преобладают ель и сосна, занимающие 82,8% площади лесных территорий. С еловыми сообществами, которые доминирует в регионе, как правило, ассоциируют береза, можжевельник, багульник. Пихта, лиственница и кедр, или сибирская сосна, распространены менее широко, однако занимают значительную долю лесных площадей, а их лесообразующая роль возрастает по направлению к Уралу. Среди лиственных пород преобладают береза, осина, ольха, ива и другие. В основном все леса на территории Республики Коми являются смешанными. Современная растительность болот представлена кустарничково-моховыми ассоциациями с преобладанием, *Pleurozium schreberi* (Willd. ex Brid.) Mitt., *Sphagnum angustifolium* (C.E.O. Jensen ex Russow) C.E.O. Jensen, *S. fuscum* (Schimp.), *S. magellanicum* Brid. и других в мохово-лишайниковом ярусе. В травяно-кустарничковом ярусе преобладали *Betula nana* L. (на севере), *Ledum palustre* L., *Andromeda polyfolia* L., *Eriophorum vaginatum* L., *Rubus chamaemorus* L., *Vaccinium uliginosum* L., *V. myrtillus* L., *Chamaedaphne calyculata* L. и другие.

Таблица 1. Среднегодовые температуры и осадки за период 1994–2024 гг. (согласно данным Центра по гидрометеорологии..., 2025).

Метеостанция Показатель	Окунев Нос (М-II)	Ижма (М-II)	Якша (М-II)	Сыктывкар (М-II)	Койгородок (М-II)
Средняя годовая температура, t °C	-1,2	-1,2	0,3	1,9	2,0
Среднегодовое количество осадков, мм	516,0	521,0	691,9	650,4	636,2

Растительность территории, где проводился отбор образцов подстилок для пирогенного эксперимента, представлена ассоциациями *Flavocetrario-Pinetum* (сосняк лишайниковый) и *Piceetum hylocomium* (ельник зеленомошный). Напочвенный ярус характеризуется преобладанием лишайников и зеленых мхов: *Pleurozium schreberi* (Willd. ex Brid.), *Hylocomium splendens* (Hedw.), *Cladonia stellaris* (Opiz.), *Cladonia arbuscula* (Wallr.) и др. Травяно-кустарничковый ярус отличается

постоянным присутствием *Vaccinium uliginosum* L., *V. myrtillus* L., *Ledum palustre*, *Eriophorum vaginatum* и др.

2.2. Объекты исследования

В качестве объектов исследования были выбраны торфяные почвы и органогенные горизонты (подстилки) подзолов и подзолистых почв хвойных лесов таежной зоны. Поскольку в бореальной зоне пожары наиболее часто затрагивают органогенные горизонты почв, именно они были выбраны в качестве объектов исследования.

2.2.1. Торфяные олиготорфные почвы

Торфяные олиготрофные почвы были использованы как архивы голоценовых отложений, хранящих информацию о климатических и экологических изменениях в постледниковый период. Воздействие различных факторов проявляются в формировании отличающихся по составу прослоек торфа с пирогенно-трансформированным исходным органическим материалом или внесенными частицами углей.

Первым ключевым исследуемым участком (ТП–I) стало обширное бугристое болото (рисунок 3), расположенное на границе подзон южной лесотундры и крайнесеверной тайги (66°54'47" с. ш., 51°56'32" в. д.) и занимающее более двух тысяч гектар. Растительность представлена ерничково-багульниково-лишайниково-сфагновым сообществом с обширным присутствием карликовой березы. Расположенное на юге криолитозоны болото подвергается процессам криогенеза, что способно приводить к турбации и инверсии почвенных горизонтов. Согласно Jones с соавт. (2010) данное бугристое болото не относится к криотурбированным, что важно для корректных палеоэкологических исследований с датированием возраста. Выбор участка обусловлен тем, что в летний промежуток времени почвы на буграх оттаивают и успевают просохнуть, из-за чего данные типы болот подвергаются пожарам. Быстрому распространению огня на таких болотах способствует наличие сухого лишайника на буграх. Помимо вышеуказанного, выбор участка обусловлен тем, что поблизости расположен самый северный в Республике

Коми сосняк лишайниковый (Сула-Харьягинский заказник), потенциально подвергающийся пирогенному воздействию.



Рисунок 3. Ландшафт участка ТП–I (фото Горбача Н.М., 2022).

Второй исследуемый участок (ТП–II) расположен южнее первого ($65^{\circ}55'40''$ с. ш., $52^{\circ}40'22''$ в. д.) и представлен небольшим (2,5 га) верховым болотом (рисунок 4), окруженным хвойным древостоем. Болото расположено на водоразделе в междуречье Печоры и Сосьи и представлено кустарничково-багульниково-сфагновым сообществом. Древостой, окружающий болото представлен в большей степени елью и сосной.



Рисунок 4. Ландшафт участка ТП–II (фото Горбача Н.М., 2023).

В подзоне крайнесеверной тайги ($65^{\circ}23'9''$ с. ш., $52^{\circ}20'0''$ в. д.) расположено третье исследуемое болото (ТП–III), представленное грядово-мочажинным

комплексом. Участок отбора образцов характеризуется кустарничково-пушицево-сфагновым сообществом (рисунок 5). Исследуемая территория расположена вблизи археологического памятника «Шиховское». На болоте, площадью 330 га, расположенном между водотоками Мача и Малая Мача, присутствует угнетенная сосна. Севернее участка, протекает река Печора, на берегу которой расположен населенный пункт Усть-Цильма.



Рисунок 5. Ландшафт участка ТП–III (фото Горбача Н.М., 2023).

Четвертым ключевым исследуемым участком (ТП–IV) стало обширное (более 1000 га) грядово-мочажинное Щельяюрское болото (рисунок 6), расположенное в подзоне северной тайги ($65^{\circ}18'40''$ с. ш., $53^{\circ}36'28''$ в. д.). Участок отбора представлен кустарничково-пушицево-сфагновым сообществом. Болото пролегает в междуречье Ижмы и Печоры и представляет собой отдельную одноименную особо охраняемую природную территорию (ООПТ) из сети заболоченных ландшафтов.



Рисунок 6. Ландшафт участка ТП–IV (фото Горбача Н.М., 2022).

В подзоне средней тайги ($63^{\circ}30'11''$ с. ш., $50^{\circ}40'13''$ в. д.) расположено пятое исследуемое грядово-мочажинное болото (ТП–V), характеризующееся кустарниково-пушицево-сфагновым сообществом (рисунок 7) с присутствием угнетенной сосны. Болото площадью 77 га расположено между реками Елва и Ватля.



Рисунок 7. Ландшафт участка ТП–V (фото Горбача Н.М., 2022).

Шестой ключевой участок (ТП–VI) расположен в подзоне средней тайги северо-западнее устья реки Кедровка в Печоро-Илычском государственном биосферном заповеднике ($61^{\circ}59'7''$ с. ш., $57^{\circ}57'14''$ в. д.). Залесенное болото площадью более 100 га представлено сосново-кустарничково-сфагновым сообществом (рисунок 8).



Рисунок 8. Ландшафт (А) и заложенный полнопрофильный разрез (Б) на участке ТП–VI (фото Горбача Н.М., 2019).

Седьмой исследуемый участок (ТП–VII) расположен в центральной части подзоны средней тайги ($61^{\circ}57'51''$ с. ш., $50^{\circ}32'19''$ в. д.) и представлен верховым болотом Язель площадью более 660 га (рисунок 9). Болото расположено южнее реки Вычегды, вблизи устья реки Кылэг и представлено кустарничково-багульниково-сфагновым сообществом.



Рисунок 9. Ландшафт участка ТП–VII (фото Горбача Н.М., 2021).

В южной половине подзоны средней тайги ($61^{\circ}41'50''$ с. ш., $50^{\circ}39'11''$ в. д.) на территории прилегающей к Максимовскому стационару ИБ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН расположен восьмой исследуемый участок (ТП–VIII). Залесенное болото площадью 32 га представлено сосново-кустарничково-сфагновым сообществом (рисунок 10). Болото расположено западнее города Сыктывкар.



Рисунок 10. Ландшафт (А) и заложенный полнопрофильный разрез (Б) на участке ТП–VIII

(фото Горбача Н.М., 2020).

Девятый исследуемый участок (ТП–IX) расположен в подзоне южной тайги в окрестностях национального парка «Койгородский» (59°58'39" с. ш., 50°10'12" в. д.) на территории Северных Увалов. Залесенное болото площадью 68 га представлено сосново-кустарниково-пушицево-сфагновым сообществом (рисунок 11).



Рисунок 11. Ландшафт (А) и заложенный полнопрофильный разрез (Б) на участке ТП–IX

(фото Горбача Н.М., 2020).

2.2.2. Органогенные подгоризонты подстилок почв болота и хвойных лесов бореальной зоны

Объектами исследования в пирогенном эксперименте служили органогенные горизонты трех типов почв: торфяной олиготрофной, подзола иллювиально-железистого и типичной подзолистой. Образцы были отобраны в подзоне средней тайги в Сыктывдинском районе. Для отбора проб были выбраны два обширных участка леса, сосняк лишайниковый (61°40'18" с. ш., 51°4'9" в. д.) и ельник зеленомошный (61°40'29" с. ш., 50°40'39" в. д.) с ненарушенными антропогенным воздействием подстилками (рисунок 12). Изученные почвы в сосновых и еловых хвойных лесах относятся к характерным для бореальных ландшафтов с типичным составом растительных компонентов в органогенных горизонтах почв (Бобкова, 2005, 2007). Болото, где проводили отбор органогенного материала для пирогенного эксперимента, расположено северо-западнее города Сыктывкар (ТП–VII).



Рисунок 12. Участки отбора органометных горизонтов для лабораторного пирогенного эксперимента. А – сосняк лишайниковый, Б – ельник зеленомошный (фото Горбача Н.М., 2023).

Образцы подстилок были отобраны в конце вегетационного сезона. На каждом участке леса и болота образцы площадью 20×20 см были отобраны в 15 повторностях для каждого из участков. Расстояние между образцами варьировало от 2,5 м до 20 м путем случайной выборки. Образцы были разделены на подгоризонты и высушены до воздушно-сухого состояния. Выделяли три отдельных подгоризонта подстилок (Богатырев и др., 2004, 2013): один из свежего опада O(L), под ним находится частично разложившийся (ферментированный) слой O(F), а на границе с минеральным горизонтом расположен темный хорошо разложившийся (гумусированный) подгоризонт O(H) (рисунок 13). Подгоризонт O(L) для каждого типа лесных подстилок был разобран на фракции для выявления массовой доли отдельных растительных компонентов. Ферментированный и гумусированный подгоризонты в сосняке крайне сложно отделить, в связи с чем они были соединены и гомогенизированы и исследовались совместно.

Образцы подстилки были просеяны через сито с диаметром ячеек 2 мм и хранились в морозильной камере при температуре минус 18 °C до проведения анализов и эксперимента по сжиганию.



Рисунок 13. Исследуемые органогенные подгоризонты подстилок минеральных почв сосняка и ельника.

В рамках эксперимента по сжиганию, образцы органогенных подгоризонтов почв помещали в фарфоровые тигли и накрывали сеткой (для обеспечения доступа кислорода) и алюминиевой фольгой (для имитации дефицита кислорода). Каждый из фарфоровых тиглей нагревали в течение 3 ч в печи для озоления LV9/11 P330 (Nabertherm, Lilienthal, Германия), оснащенной термометром, при определенных температурах в 200, 300 и 500 °C. Время нагрева 3 ч было выбрано в соответствии с ранее проведенными исследованиями (Масягина, 2014; Araya et al., 2017) и измерениями температур почв при реальных пожарах (Doerr et al., 2018).

Наибольшая трансформация обычно происходит в условиях устойчивых низовых пожаров с большими массами крупных древесных остатков, которые характеризуются длительным временем горения. Известно, что температура в этих условиях может достигать 500–700 °C (DeBano, 2000). Поэтому выбраны значения температуры 200, 300 и 500 °C, чтобы имитировать пожар низкой интенсивности и иметь возможность наблюдать изменения в лесной подстилке. Схема представлена на рисунке 14.

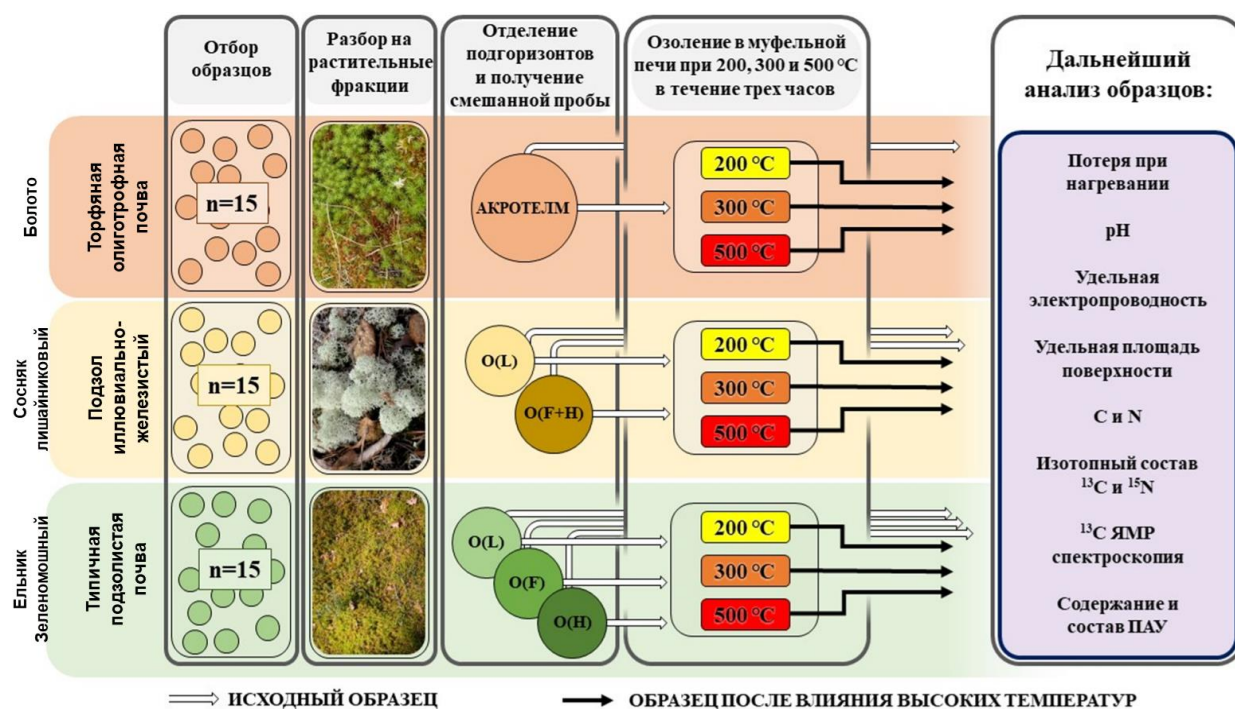


Рисунок 14. Схема пирогенного эксперимента.

2.3. Методы исследования

Для комплексных палеоэкологических исследований осуществляли отбор торфяных колонок с ненарушенной структурой согласно ГОСТ 17644-83 в трехкратной повторности торфяным буром ТБГ с диаметром пробоотборника в 2,5 см и длиной 50 см (рисунок 15). Отобранные колонки (в мочажинах, в трехкратной повторности) аккуратно, с целью предотвращения деформации и компрессии, оборачивались в инертную пленку и упаковывались в жесткую мембрану (теплоизоляционные трубки из вспененного полиэтилена). Каждый отобранный сегмент колонки (керна, core) маркировался с указанием номера разреза, глубины верхней и нижней границы интервала отбора, даты и названия ТП. Транспортировка образцов в лабораторию осуществлялась в специальных холодильных контейнерах для ингибирования микробиологической активности. В лаборатории колонки хранились в холодильных камерах до момента их дальнейшего послойного отбора для последующих аналитических исследований. Для торфяных почв залесенных болот были заложены полнопрофильные разрезы (рисунки 8–Б, 10–Б и 11–Б).

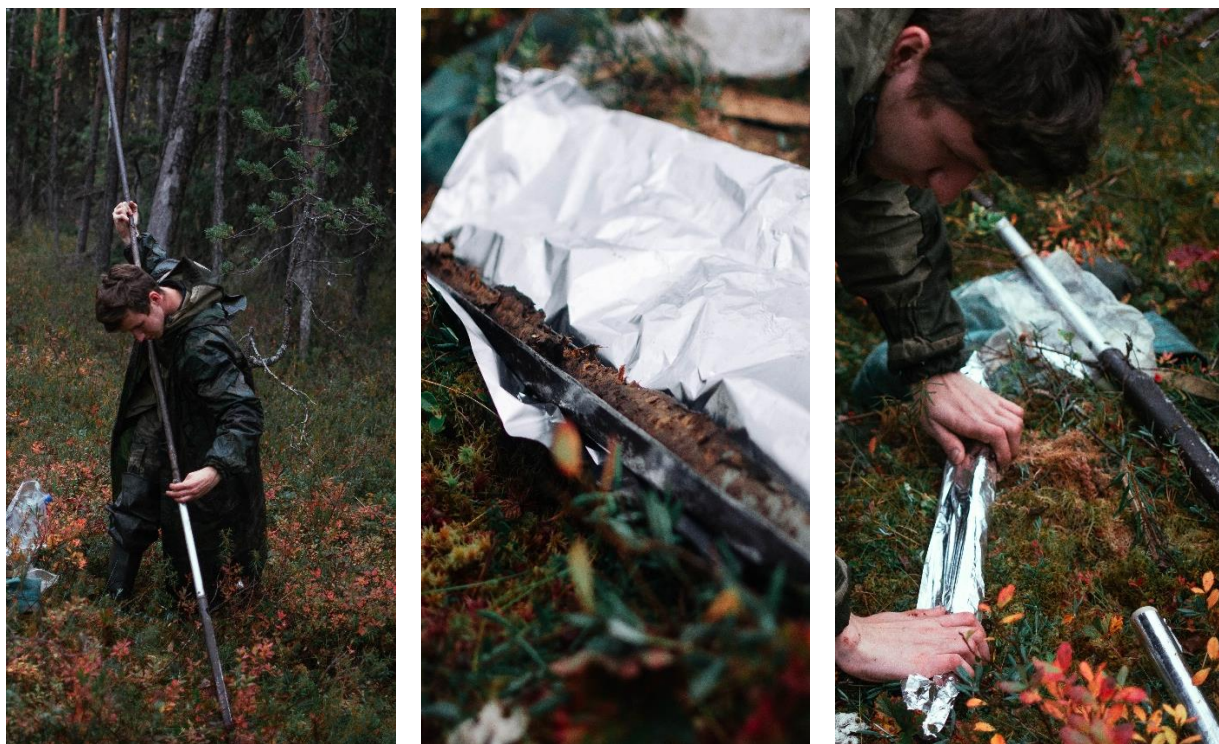


Рисунок 15. Процесс отбора колонок торфа с ненарушенной структурой.

2.3.1. Радиоуглеродное датирование ^{14}C и калибровка

Радиоуглеродное датирование ^{14}C в нашем исследовании проводилось жидкостно-сцинтилляционным методом (LSC). Датировующий анализ проводился с использованием жидкостного сцинтилляционного спектрометра-радиометра Quantulus 1220 (PerkinElmer, Уолтем, США) в Лаборатории биоинформационных технологий Института мониторинга климатических и экологических систем СО РАН (Томск, Россия). В качестве счетной формы был выбран бензол. Выбор обусловлен высоким содержанием углерода в его молекуле, хорошими сцинтилляционными свойствами, а также возможностью синтеза из углерода образца с выходом, близким к количественному, и минимальными потерями на всех стадиях пробоподготовки. Для датирования был выбран органический материал торфа. Предварительно, для удаления карбонатов, которые могут «омолаживать» образцы, органический материал кипятили в 3%-ной соляной кислоте в течение 30 минут. Затем органические кислоты удаляли двукратным кипячением в 1%-ном растворе гидроксида натрия в течение двух часов и промывали в дистиллированной воде. После этого образцы высушивали и датировали. Необходимо различать понятия «радиоуглеродный возраст» (^{14}C) и «калиброванный возраст» (кал.). Радиоуглеродный возраст рассчитывается на основе измеренной концентрации

изотопа ^{14}C в пробе, с предположением постоянной концентрации ^{14}C в атмосфере, соответствующей 1950 году (Godwin, 1962; Stuiver, Reimer, 1993; Stuiver, Polach, 1998). Однако такой возраст часто не совпадает с калиброванным. Для получения калиброванного возраста учитываются колебания содержания ^{14}C в прошлом, используя дендрохронологические данные (Klein et al., 1980) и другие природные архивы с независимыми датировками. Соотношение возраст-глубина для торфяных отложений было смоделировано с использованием Bacon v2.3.4 (Blaauw и Christen, 2011; Reimer et al., 2020). В работе используются окалиброванные данные возраста. Калибровка дат ^{14}C была выполнена с помощью программ CALIB REV8.2 и Bacon v2.3.4 с использованием калибровочной кривой Intcal20 (Reimer, Reimer, 1993, Reimer et al., 2020). Итерация (англ. Iteration) – это шаг алгоритма, на котором вычисляется новый возможный вариант возрастной модели. Лог целевых функций (англ. Log of Objective) – это журнал, куда записываются статистические показатели каждого шага для проверки качества и надежности модели. Скорость аккумуляции (англ. Acc. rate) – это параметр, для которого байесовская модель оценивает диапазон вероятных значений, представляющий собой время, необходимое для накопления одного сантиметра осадков. Параметры памяти (коэффициент памяти, англ. memory): сила памяти (англ. mem. strength), среднее значение памяти (англ. mem. mean) контролируют, насколько плавно скорость осадконакопления может меняться с глубиной. Зеленая линия – усредненная оценка скорости аккумуляции осадков с глубиной, серая кривая – разброс наиболее вероятных значений. Временные границы периодов голоцена были очерчены согласно Marcott et al. (2013).

2.3.2. Ботанический состав

Ботанический состав торфяных отложений определили в Институте биологии Карельского научного центра РАН по ГОСТ 28245-89. Процентное содержание растительных макроостатков оценивалось с помощью поляризационного микроскопа «ADF U300B» с окуляром PL10X/22 широкоугольным. Соотношение макроостатков всех выявленных компонентов торфа указывалось с шагом 5%. Степень разложения определялась с шагом 5%. Идентификацию растительных остатков по принадлежности к определенному виду растений проводили с помощью

атласа растительных остатков в торфах (Домбровская и др., 1959). Стратиграфические диаграммы состава торфа строили с использованием программы CorelDraw 11,0 (Alludo, Оттава, Канада).

Для исследований выбраны болотные фитоценозы, расположенные на водоразделах особо охраняемых природных территорий и водоохранных зон, что предоставило возможность исследовать ненарушенные ландшафты.

2.3.3. Анализ содержания макроскопических частиц угля

Для анализа и реконструкции динамики пожара макрочастицы древесного угля подсчитывались по методу, описанному Mooney и Tinner (2011). Образцы торфа объемом 1 см³ отбирали с интервалом 2 см по всей глубине исследуемых залежей торфа и замачивали в 5% растворе NaOCl в течение 24 часов. Затем образцы пропускали через сито с диаметром ячеек 125 мкм. Далее проводили подсчет остатков углей размером более 125 мкм. Размер 125 мкм был выбран в качестве оптимального размера согласно (Higuera et al., 2010). Полученный объем данных обрабатывали с помощью программ Excel (Microsoft, США) CharAnalysis (Higuera, 2009), paleofire (Blarquez et al., 2014), caTools (Tuszynski, Khachatryan, 2024), mclust (Scrucca et al., 2023) и Matching (Sekhon, 2011) в среде программирования R (Free Software Foundation, США). Для всех исследуемых болот был выбран метод сглаживания LOWESS (метод локально взвешенного сглаживания диаграммы рассеяния), так как он наиболее точно описывал распределение данных. Размер сглаживающего временного интервала (окна) зависела от вводных параметров отдельных болот и варьировала от 500 до 1000 лет, чтобы получить надежный индекс отношения сигнала к шуму (Signal-to-Noise Index, SNI), SNI > 3,0 (Kelly et al., 2011). В дальнейшем для реконструкции локальных пожаров использовали CharAnalysis (Higuera et al., 2009). Для более детального изучения влияния пожаров в болотных фитоценозах ТП-I, ТП-IV, ТП-V, ТП-VI, ТП-VIII и ТП-IX исследовали отделенные образцы с высоким (пиковые значения) и низким (нижние значения) содержанием макрочастиц угля, в которых провели анализы ПАУ и ¹³C ЯМР.

2.3.4. Определение pH, электропроводности, содержания углерода и азота

Кислотность образцов измерялась с применением рН-метра HI2002-02 серии edge в комплекте электродом HI11310 (Hanna Instruments, Inc., Woonsocket, США). Электропроводность измерялась кондуктометром FiveGo FG3 (Mettler Toledo, Greifensee, Швейцария). Содержание общего С и N определялось методом сухого сжигания на анализаторе EA-1100 (Carlo Erba, Milano, Италия) в аккредитованной (РОСС RU.0001.511257) экоаналитической лаборатории (ЦКП «Хроматография») в отделе почвоведения Института биологии Федерального исследовательского центра Коми научного центра Уральского отделения Российской академии наук. Перед анализом пробы торфа просеивались через сито с диаметром ячеек 0,25 мм.

2.3.5. ^{13}C ЯМР спектроскопия

Состав органического вещества определяли методом ^{13}C -ЯМР спектроскопии. ^{13}C -ЯМР спектры регистрировали на спектрометре Bruker Avance III 400WB (Bruker, Германия) с рабочей частотой 100.53 МГц с использованием твердофазной методики CP-MAS (кросс-поляризация с вращением под «магическим» углом) в ресурсном центре научного парка «Магнитно-резонансные методы исследований» Санкт-Петербургского государственного университета. Частота вращения образца – 12,5 кГц, время контакта – 2 мс и задержкой рецикла – 2 с. Химические сдвиги представлены относительно тетраметилсилана со сдвигом 0 м. д., в качестве стандарта использовали пик адамантана. Предварительно образцы обрабатывали 10% плавиковой кислотой для удаления парамагнитных примесей изотопов железа согласно Skjemstad et al., (1994) и Goncalves et al., (2003). Для полуколичественной обработки применяли численное интегрирование по областям, соответствующим расположению функциональных групп и молекулярных фрагментов, с использованием программы TopSpin 3.2 (Bruker, Германия). Химические сдвиги и соответствующие им типы молекулярных фрагментов с атомами ^{13}C указаны в таблице 2.

Содержание ароматических структур (AR) определяли по сумме площадей сигналов при 110–145 и 145–165 м. д., а алифатических составляющих (AL) – по сумме 0–110, 165–185 м. д. Степень разложения органического вещества оценивали согласно (Mastrodonato et al., 2015b) по соотношению алкил (0–45 м. д.) к О,N-алкил (45–110 м. д.). Содержания ароматических структур (AR) определяли по сумме

площадей сигналов при 110–145 и 145–165 м.д., а алифатических составляющих (AL) – по сумме 0–110, 165–185 и 185–220 м.д. согласно P. Hatcher et al. (1981). Суммарное содержание ароматических компонентов ($C_{Ar-H,C}$ и $C_{Ar-O,N}$) определяли как степень ароматичности (fa) (Федорова и др., 2003).

Таблица 2. Химические сдвиги атомов ^{13}C молекулярных фрагментов

Химический сдвиг, м.д.	Тип молекулярных фрагментов	Обозначение	
0–45	C, H – замещенные алифатические	C _{Alk-H(R)}	
45–60	Метоксильные фрагменты	C _{CH₃-O}	ΣC _{Alk-O}
60–95	O, N – замещенные алифатические фрагменты	C _{Alk-O}	
95–110	ди-O, N – алифатические фрагменты (дважды замещенные гетероатомами)	C _{O-Alk-O}	
110–145	C, H – замещенные ароматические фрагменты	C _{Ar-H(C)}	C _{Ar}
145–165	O, N – замещенные (фенольные) ароматические фрагменты (О-арилы)	C _{Ar-O,N}	
165–185	Карбоксильные, амиды и их производные	C _{COOH(R)}	
185–220	Карбонилы альдегидов и кетонов	C _{C=O}	

Примечание: Интервалы и обозначения согласно (Холодов и др., 2011; Mastrolonardo et al., 2015b; Miesel et al., 2015).

2.3.6. Содержание полициклических ароматических углеводородов

Для полного извлечения ПАУ из органического материала использовали установку для ускоренной экстракции растворителями ASE-350 (Thermo Fisher Scientific, США) в ЦКП хроматография Института биологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН. Каждый анализируемый образец растирали через сито с диаметром ячеек 0,25 мм. Затем образец массой 1 г помещали в экстракционную ячейку и трижды экстрагировали смесью хлористый метилен : ацетон (1 : 1) при температуре 100 °С. Экстракты концентрировали с применением аппарата Кудерна–Даниша при температуре в термостате 70 °С и заменяли растворитель на гексан. Полученный концентрат пробы объемом 3 см³ очищали от неорганических примесей методом колоночной хроматографии, с использованием оксида алюминия(II) степени активности по Брокману. В качестве элюента использовали 50 см³ смеси гексан : хлористый метилен (4 : 1). Элюат концентрировали с применением аппарата Кудерна–Даниша при температуре в термостате 85 °С, до объема 5 см³, затем добавляли 3 см³ ацетонитрила и упаривали при температуре 90 °С до полного удаления гексана. Концентрат пробы в ацетонитриле анализировали на содержание ПАУ методом высокоэффективной жидкостной хроматографии с применением

жидкостного хроматографа Маэстро (ООО “Интерлаб”, Россия) с ВЭЖХ-инжектором Rheodyne 7725i (петля для образца 10 мкл), детектором на диодной матрице (DAD) (модель PDA 5430), флуоресцентным детектором (FLD) (модель FLD 5440) и колоночным отделением (модель TCC 5310). Для разделения ПАУ применяли колонку Agilent Zorbax Eclipse PAH (размер частиц 5 мкм, 250 × 2,1 мм I.D.), соединенную с защитной колонкой (5 мкм, 12,5 × 2,1 мм I.D.) (Zorbax Eclipse PAH guard column). Разделение проводили при скорости потока 0,2 мл/мин и температуре 30°C. В качестве подвижной фазы использовали градиент ацетонитрила и воды (0 мин – 60/40, 5 мин – 60/40, 25 мин – 100/0, 50 мин – 100/0). Флуоресцентное детектирование проводили с использованием программы длин волн возбуждения (Ex) и испускания (Em): 270/330 нм от 0 до 16,1 мин (нафталин, аценафтен и флуорен), 250/375 нм от 16,1 до 20,4 мин (фенантрен и антрацен), 240/440 нм от 20,4 до 22,2 мин (флуорантен), 240/390 нм от 22,2 до 27,0 мин (пирен), 260/385 нм от 27,0 до 31,9 мин (бенз[а]антрацен, хризен), 290/410 нм от 31,9 до 44,3 мин (бенз[б]флуорантен, бенз[к]флуорантен, бенз[а]пирен, дибенз[а, h]антрацен, бенз[ghi]перилен), 245/460 нм от 44,3 до 50,0 мин (инденопирен). УФ-детектирование проводили с применением диодно-матричного детектирования при выбранной длине волны 251 нм. Определяли содержание 14 индивидуальных ПАУ. Степень канцерогенности ПАУ оценивали при помощи приведения всех изучаемых полиаренов к уровню канцерогенности бенз[а]пирена (бензпиреновый эквивалент К_{ПАУ}). К_{ПАУ} рассчитывали по индексу токсичности (It) и содержанию полиаренов в почвах, согласно (Опекунова и др., 2017; Габов, и др., 2020). Список индивидуальных ПАУ включал: NP – нафталин, ACE – аценафтен, FL – флуорен, PHE – фенантрен, ANT – антрацен, FLA – флуорантен, PYR – пирен, BaA – бенз[а]антрацен, CHR – хризен, BbF – бенз[б]флуорантен, BkF – бенз[к]флуорантен, BaP – бенз[а]пирен, DahA – дибенз[а, h]антрацен, BghiP – бенз[g, h, i]перилен.

2.3.7. Анализ стабильных изотопов $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{15}\text{N}$

Содержание стабильных изотопов ^{13}C и ^{15}N определяли с применением изотопного масс-спектрометра IsoPrime 100 (IsoPrime Corporation, Чидл, Великобритания) и элементного анализатора vario ISOTOPE cube (ELEMENTAR Analysensysteme GmbH, Лангензельбольд, Германия) на базе ИЛ СО РАН. Составы

стабильных изотопов приводятся в дельта-обозначении ($\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{15}\text{N}\text{‰}$) относительно венского белемнита Пи-Ди (VPDB) для C с использованием международных эталонных материалов IAEA-CH-6 ($-10,449 \pm 0,033\text{‰}$ VPDB), IAEA-CH-3 ($-24,72 \pm 0,04\text{‰}$ VPDB) в качестве стандартов, и относительно атмосферного N_2 для N с использованием IAEA-N-2 ($+20,3 \pm 0,2\text{‰}$ воздуха N_2) и USGS-25 ($-30,41 \pm 0,27\text{‰}$ воздуха N_2) в качестве стандартов в соответствии с уравнениями (1):

$$\delta_{\text{sample}} = \left(\frac{R_{\text{sample}}}{R_{\text{standart}}} - 1 \right) * 1000,$$

где R представляет собой отношение $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ или $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$ соответственно. Погрешность измерения $\delta^{15}\text{N}$ составила $0,2\text{‰}$, а $\delta^{13}\text{C}$ – $0,1\text{‰}$.

2.3.8. Удельная площадь поверхности

Удельную площадь поверхности (УПП) образцов исследовали методом электропроводности с использованием анализатора площади поверхности (Сорбтометр-М, Катакон, Новосибирск, Россия) с использованием газообразного N_2 в качестве адсорбата на факультете почвоведения Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова (Москва, Россия). Все образцы перед анализом выдерживали в вакуумной камере при температуре 105 °C не менее 24 ч для удаления гигроскопической влаги. Непосредственно перед анализом образцы нагревали (30 мин) в токе гелия при температуре 100 °C для удаления с поверхности поглощенных газов и паров. Операция анализа УПП основана на термическом удалении азота с поверхности образцов в динамических условиях. Сорбцию проводили при температуре кипения жидкого азота 77 K и относительном давлении $P/P_0 = 0,20$ (одноточечный метод). Площадь поверхности рассчитывали по теории адсорбции БЭТ (Brunauer et al., 1938). Расчет проводили по формуле:

$$\text{УПП} = \frac{V_m \times N_a \times A_m}{22400 \times m},$$

где V_m – объем газа в монослое (см^3), N_a – число Авогадро ($6,022 \times 10^{23}$ моль $^{-1}$), A_m – площадь поперечного сечения молекулы азота ($0,162\text{ нм}^2$), m – масса навески образца (г), 22400 — молярный объем газа при стандартных условиях (см^3 моль $^{-1}$).

2.3.9. Статистическая обработка данных

Для статистической обработки данных были выполнены корреляционный анализ и тест значимости. Статистические данные были проанализированы для оценки силы и направления взаимосвязи анализируемых параметров с применением пакетов Excel 2010 (Microsoft, США), Statistica 10.0 (Stat. Soft Inc., США) и программного обеспечения R (Free Software Foundation, США). В программном обеспечении R использовались пакеты readxl (Wickham, Bryan, 2019) и corrplot (Wei, Simko, 2021).

Полученный объем данных возраста и содержания макрочастиц угля был статистически обработан с помощью CharAnalysis (Higuera, 2009) в программной среде R. Для распределения фоновых значений была выбрана функция, которая наилучшим образом описывает распределение скорости накопления древесного угля. Наиболее точно описала кривую функция LOWESS. Сглаживающие интервалы выбирались отдельно для каждого болота, чтобы получить надежный индекс отношения сигнала к шуму, $SNI > 3,0$ (Kelly et al., 2011). Значения $SNI > 0,5$ считаются достаточными, а $SNI > 3$ максимально достоверными для статистически достоверного выделения локального пожара. Для каждого сглаживающего интервала пиковые значения содержания макрочастиц угля, превышающие порог 99-го перцентиля смоделированного распределения фоновых значений, были идентифицированы как пожарные эпизоды.

ГЛАВА 3. ТОРФЯНЫЕ ОЛИГОТРОФНЫЕ ПОЧВЫ КАК АРХИВ ПИРОГЕННОЙ ДИНАМИКИ В ГОЛОЦЕНЕ

Для глобального углеродного цикла существенное значение имеют торфяные болота (залежи), которые содержат большие запасы углерода (С). В экосистемах болотных фитоценозов формируются мощные и плотные слои органического материала, поскольку продукция органического вещества превышает разложение по всей глубине залежи. Кроме того, торфяные почвы являются уникальными архивами, хранящими информацию о климатических и экологических изменениях, в том числе прошедших пожарах (Egli et al., 2012). Изучение динамики прошедших пожаров возможно благодаря тому, что торфяники способны сохранять постпирогенные углистые частицы, благодаря замедленному вовлечению их в биологический круговорот из-за химических особенностей и замедления активности деструкторов в условия дефицита кислорода (Preston, Schmidt, 2006; Jones et al., 2019).

3.1. Динамика пожаров в голоцене

На основании данных радиоуглеродного датирования (таблица 3, приложение Б) установлено, что болотный фитоценоз **ТП–I** начал своё развитие примерно 10260 калиброванных лет назад (кал. л. н.). Данное болото является уникальным как с точки зрения географического положения, так и возрастного диапазона. Результаты исследования показывают, что в течение первых пяти тысяч кал. лет скорость роста торфа варьировала от 0,33 до 0,5 мм в год (рисунок 16). Впоследствии скорость снизилась и стабилизировалась на среднем уровне 0,17 мм в год до настоящего времени.

Стратиграфическая диаграмма ботанического состава изученного болота представлена на рисунке 17. Детальный анализ развития **ТП–I** выявил шесть отчётливо выраженных стадий. Начальная стадия (10250–9800 кал. л. н.) характеризуется заселением увлажнённой территории относительно

теплолюбивыми растениями. В общем составе торфа доминируют остатки сфагнома (до 25%) и травянистых растений (20%). Вторая стадия, до 7710 кал. л. н.,

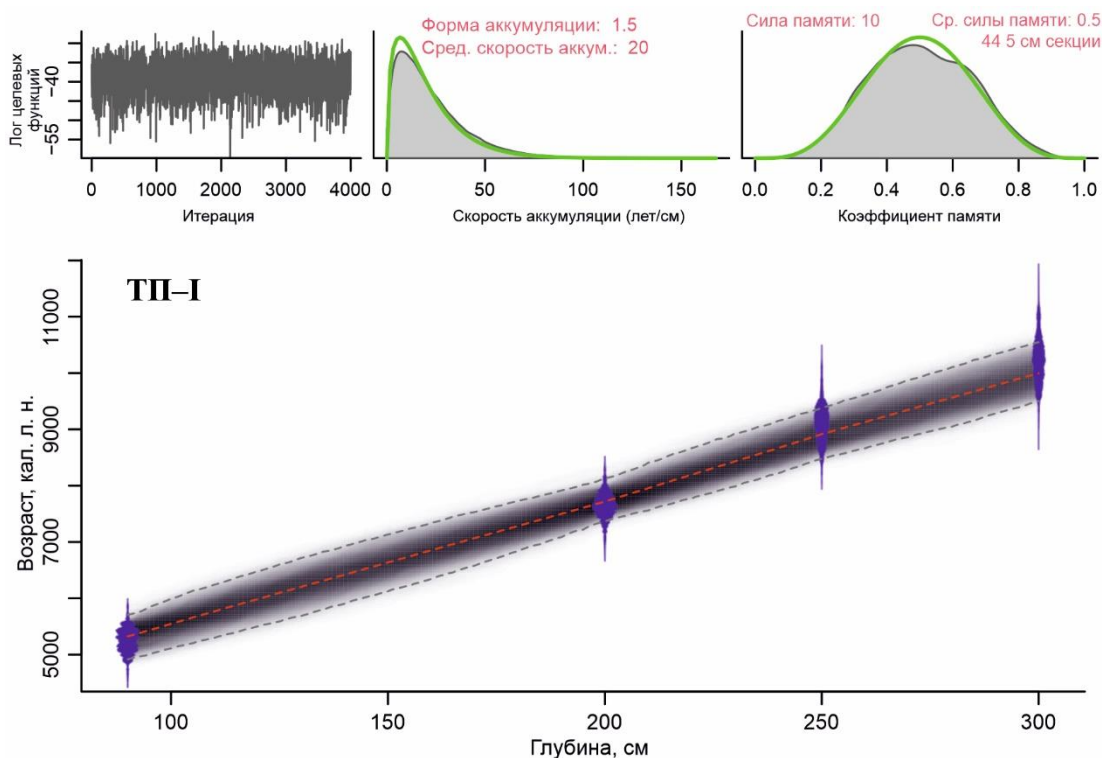


Рисунок 16. Модель скорости вертикального прироста ТП-I

характеризуется преобладанием остатков гигрофитов (до 45%). Стадии с третьей по пятую (7710–5500 кал. л. н.) представляют собой постепенный переход от заросшего водоёма к олиготрофной растительности. Шестая стадия развития торфа, образованная олиготрофной растительной ассоциацией, продолжается до настоящего времени. В торфе преобладает *Sphagnum riparium* (до 75%) и *Eriophorum vaginatum* до (15%).

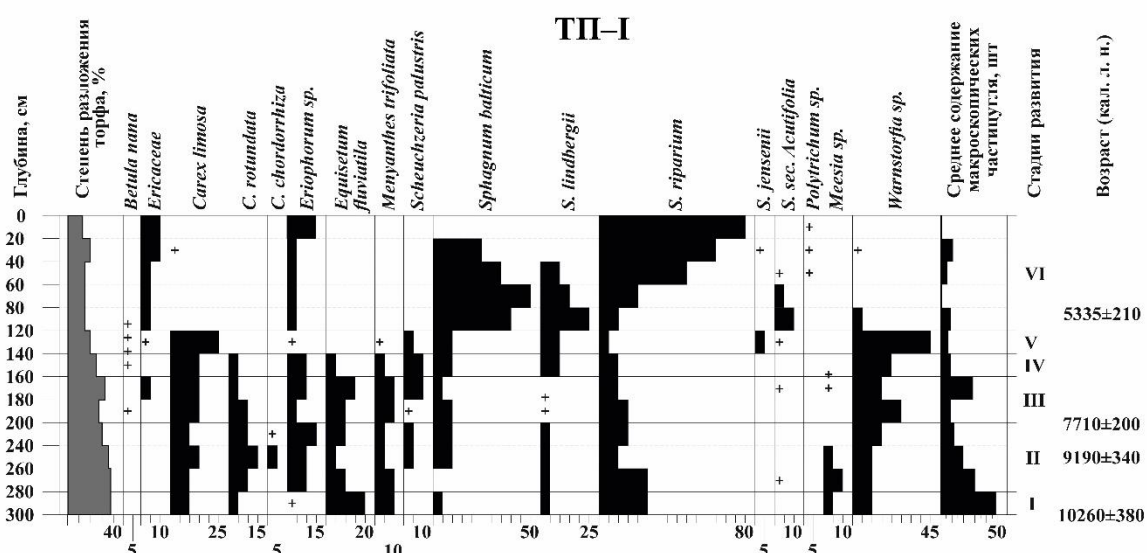


Рисунок 17. Стратиграфическая диаграмма и стадии развития ТП–I.

Результаты анализа макроскопических частиц угля представлены на рисунке 18. Средняя концентрация макрочастиц угля по всей колонке ТП–I низкая ($13,4 \text{ шт. см}^{-3}$), что обусловлено малым количеством растительного топлива. Самая высокая концентрация наблюдается в первые пять тысяч калиброванных лет развития торфяника ($25,7 \text{ шт. см}^{-3}$ в бореальный и $11,4 \text{ шт. см}^{-3}$ в атлантический периоды голоцена). В последующем до настоящего времени наблюдается снижение частоты и интенсивности пожаров ($3,9 \text{ шт. см}^{-3}$ в суббореальный и $6,3 \text{ шт. см}^{-3}$ в субатлантический периоды). Было выявлено двенадцать локальных пожаров, 10 из которых произошли в период температурного максимума в голоцене (оптимум голоцена). Были установлены два пожара, которые произошли в позднем голоцене (субатлантический период). Наиболее низкие показатели пожарной динамики соответствуют периоду 5000–2500 кал. л. н., который соответствует наиболее прохладному периоду голоцена.

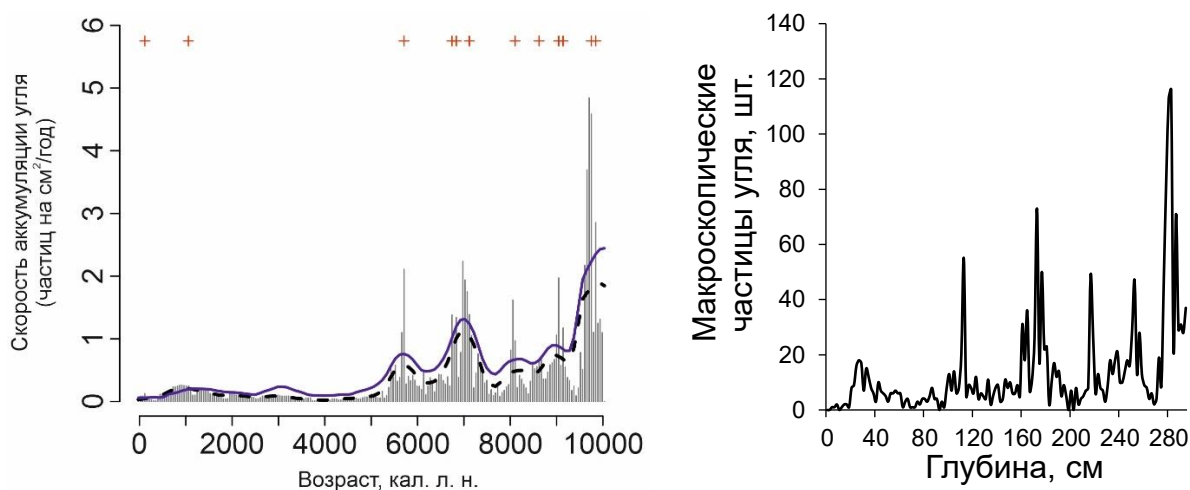


Рисунок 18. Содержание макроскопических частиц угля в ТП-I.

Выявлено, что формирование ТП-II мощностью 230 см началось более 3850 ± 280 кал. л. н (таблица 3). Установлено, что скорость роста торфяных отложений была относительно высокой в холодный период голоцена и варьировала от 1,42 мм в год первую тысячу лет развития (рисунок 19). Позднее, до 1940 кал л. н. скорость накопления торфа снизилась и составила 0,89 мм в год. До настоящего времени скорость торфонакопления равнялась 0,43 мм в год.

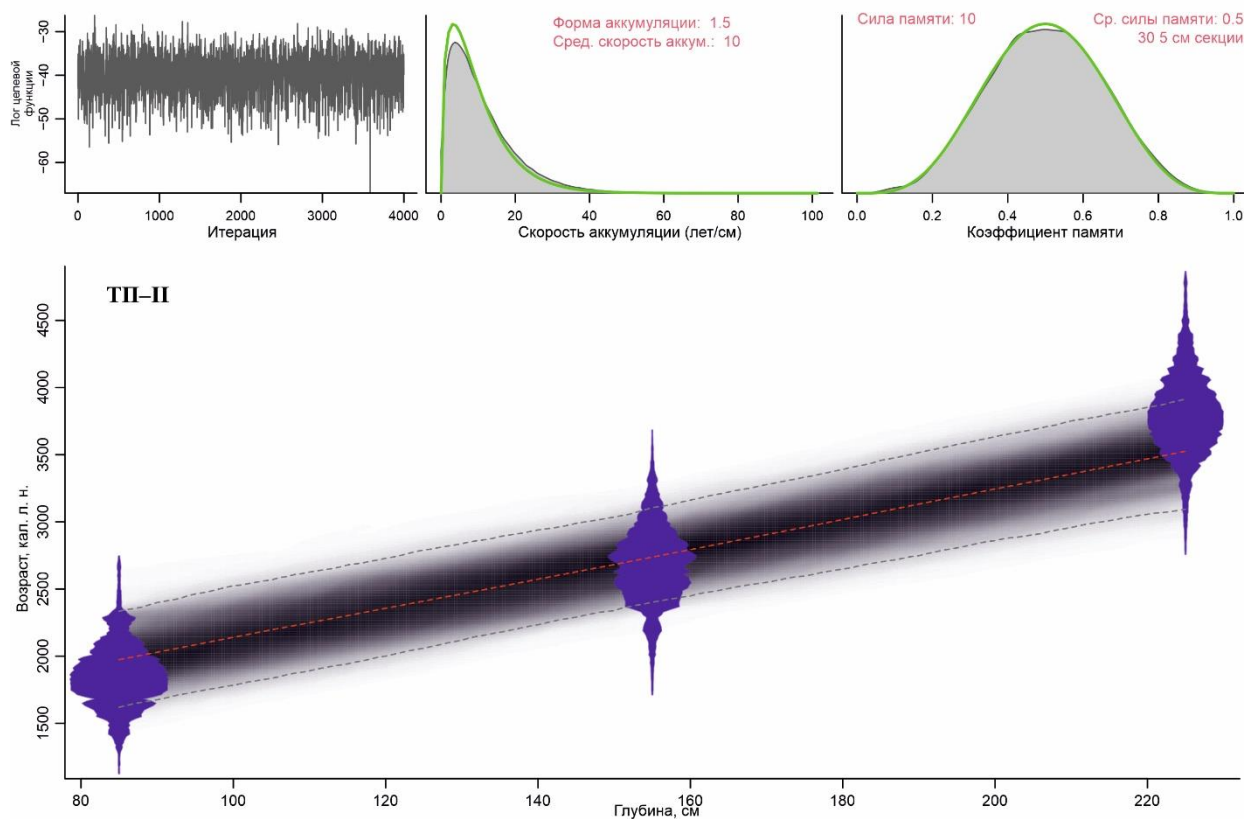


Рисунок 19. Модель скорости вертикального прироста ТП-II.

Анализ ботанического состава **ТП–II** представлен на рисунке 20. На основании проведенного анализа выявлено три стадии развития болота. Начальная стадия представлена низинным травяно-осоковым (до 70%) сообществом с преобладанием осок и длилась до ~3600 кал л. н., после чего сменилась переходным торфом с преобладанием *Scheuchzeria palustris* (25%) и присутствием сфагнома (25%). Третья стадия, с 1250 кал. л. н. до настоящего времени, характеризуется олиготрофной растительной ассоциацией с доминированием кустарничково-сфагнового верхового сообщества с преобладанием сфагновых мхов (до 80%).

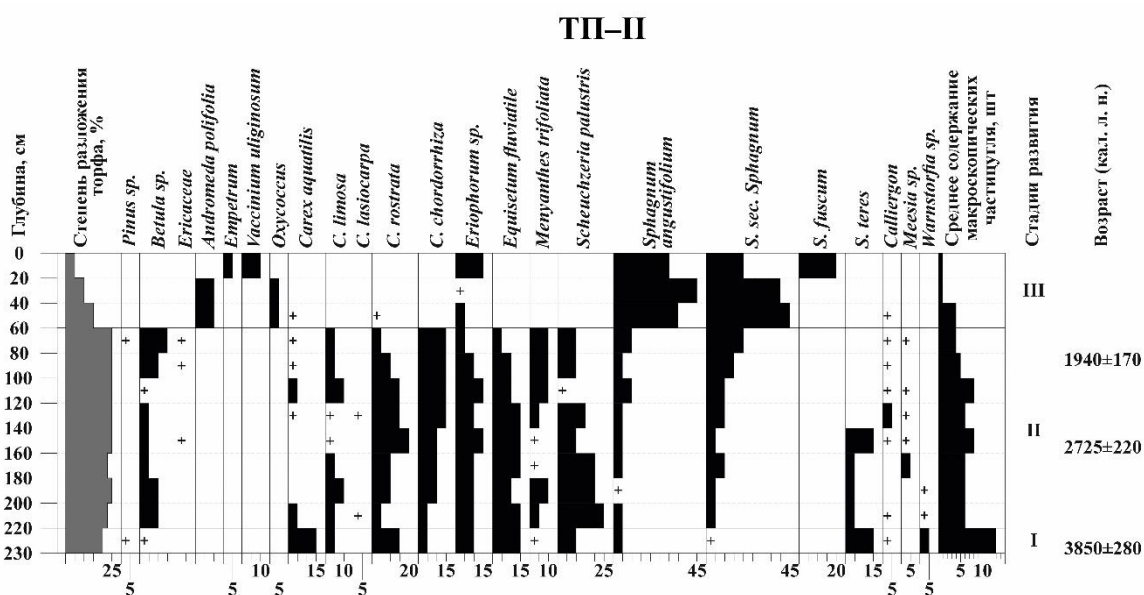


Рисунок 20. Стратиграфическая диаграмма и стадии развития ТП–II.

В результате анализа макроscopicких частиц угля (рисунок 21) установлено постепенное снижение количества постпирогенных остатков. Средняя концентрация макрочастиц угля по всей колонке **ТП–II** низкая и составляет 5,4 шт. см⁻³. Самая высокая концентрация наблюдается в начале развития торфяника (44 до шт. см⁻³). На возрасте ~2600 кал л. н. установлен второй пик содержания макрочастиц угля (39 шт. см⁻³). В последующем до настоящего времени наблюдается постепенное снижение частоты и интенсивности пожаров. На болоте установлено четыре пожара локального уровня, которые прошли на границе суббореального и субатлантического периодов голоцена (в период с ~3300 по ~2000 кал л. н.).

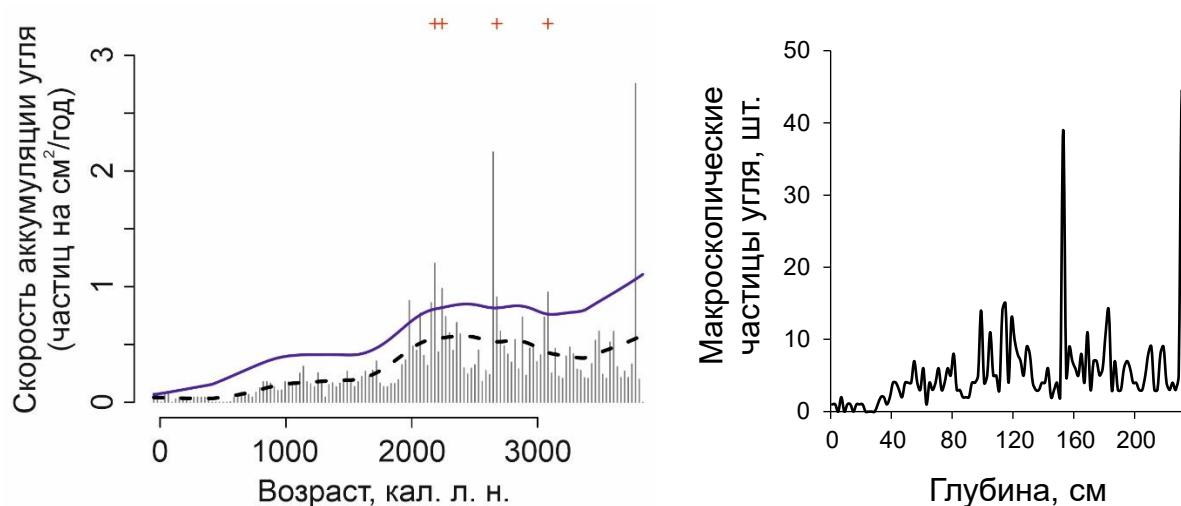


Рисунок 21. Содержание макроскопических частиц угля в ТП–II.

Формирование **ТП–III** мощностью 242 см началось 8210 ± 260 кал. л. н. (таблица 3) и было представлено низинным болотом с преобладанием хвоща (до 25%) и других видов трав (50%). В течение двух тысяч семисот лет длилась первая стадия развития, скорость аккумуляции торфа равнялась 0,33 мм в год (рисунок 22) и была составлена из шейхцеригово-осоково-травяных остатков (рисунок 23).

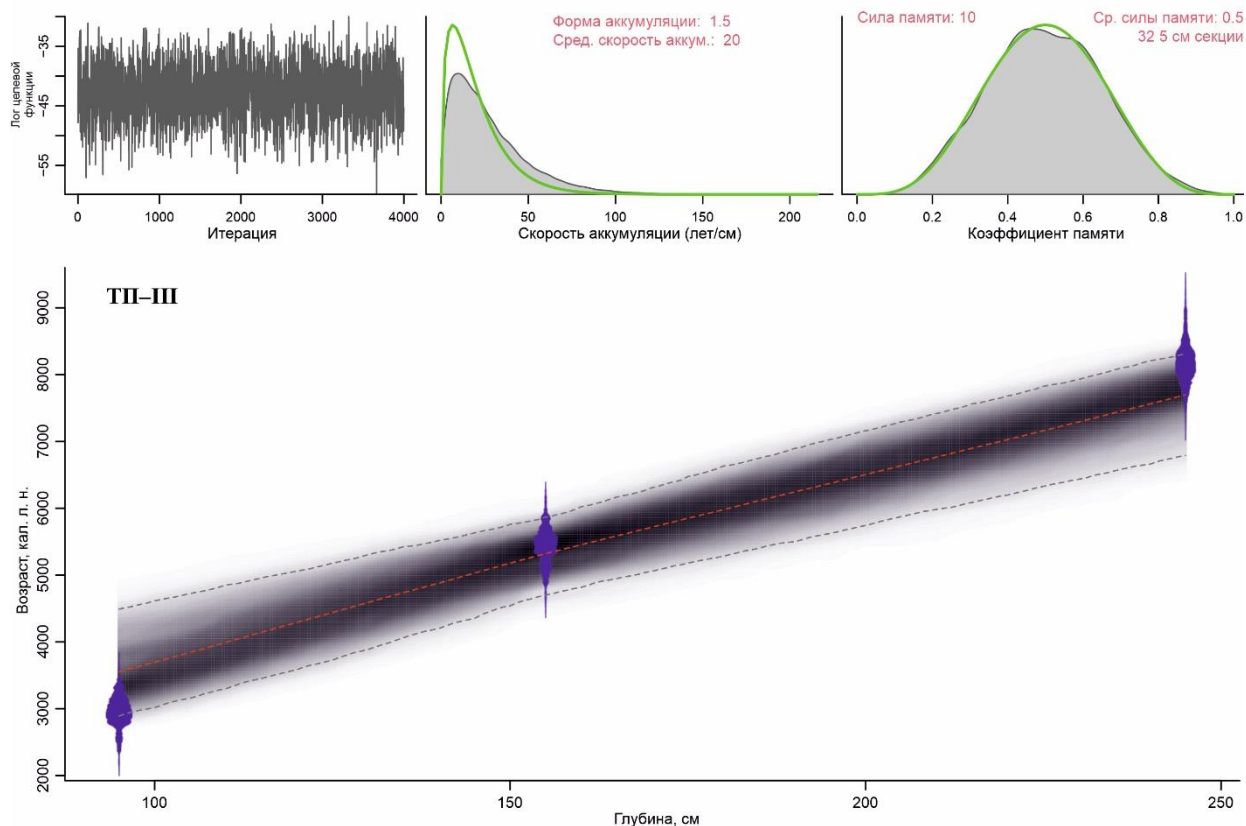


Рисунок 22. Модель скорости вертикального прироста ТП–III.

С наступлением второй стадии развития торфяника, скорость накопления торфа возросла до 0,36 мм в год, органический материал образован из остатков, где в разные периоды преобладали *Eriophorum vaginatum* (до 55%), *Scheuchzeria palustris* (60%) и *Sphagnum sp.* (50%). Последние две тысячи калиброванных лет продолжается третья стадия развития болота, с преобладанием *Sphagnum balticum* (75%). Скорость накопления торфа снизилась до 0,28 мм в год, представленная олиготрофной растительность с доминированием сфагновых сообществ.

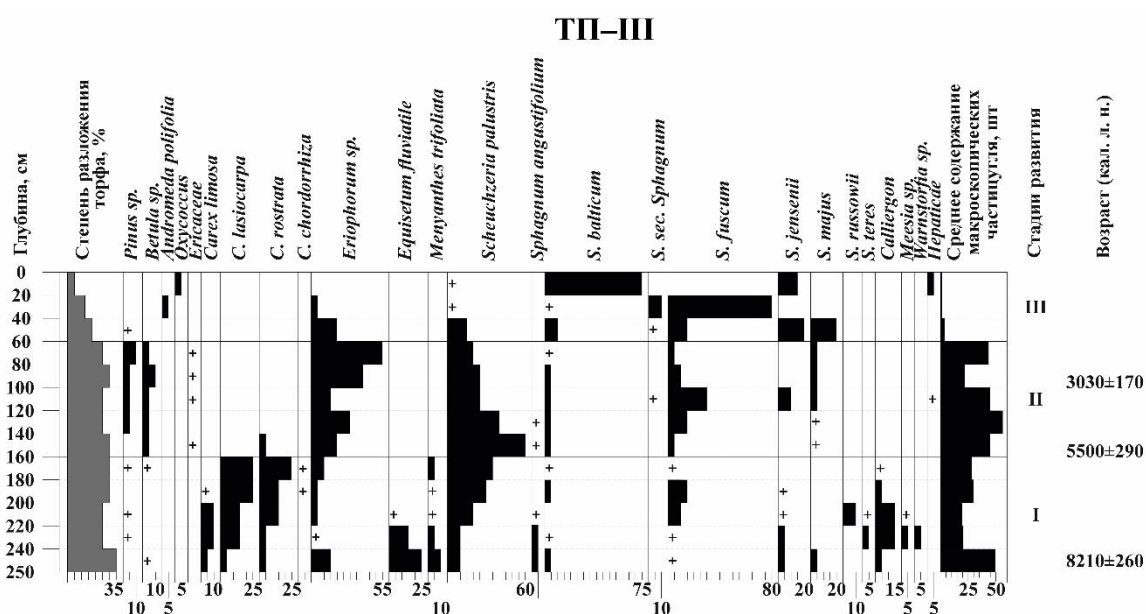


Рисунок 23. Стратиграфическая диаграмма и стадии развития ТП–III.

На болоте диагностировано девять пожаров локального уровня (рисунок 24), четыре из которых произошли в термический оптимум голоцена. Показано три локальных пожара в температурный оптимум голоцена. В суббореальный период установлено два пожара локального уровня. Наиболее высокая скорость аккумуляции макрочастиц угля была зафиксирована в период с 6000 до 2000 кал. л. н., с пиковым значением 149 шт. см⁻³. Этот период совпадает со временем широкого освоения людьми современной территории Коми (Karmanov, Zaretskaya, 2021). Вероятно, это обстоятельство повлияло на столь высокие значения макроскопических частиц, достигающие 149 шт. см⁻³. Также эту гипотезу подтверждает близость исследуемого болота к археологическому памятнику «Шиховское».

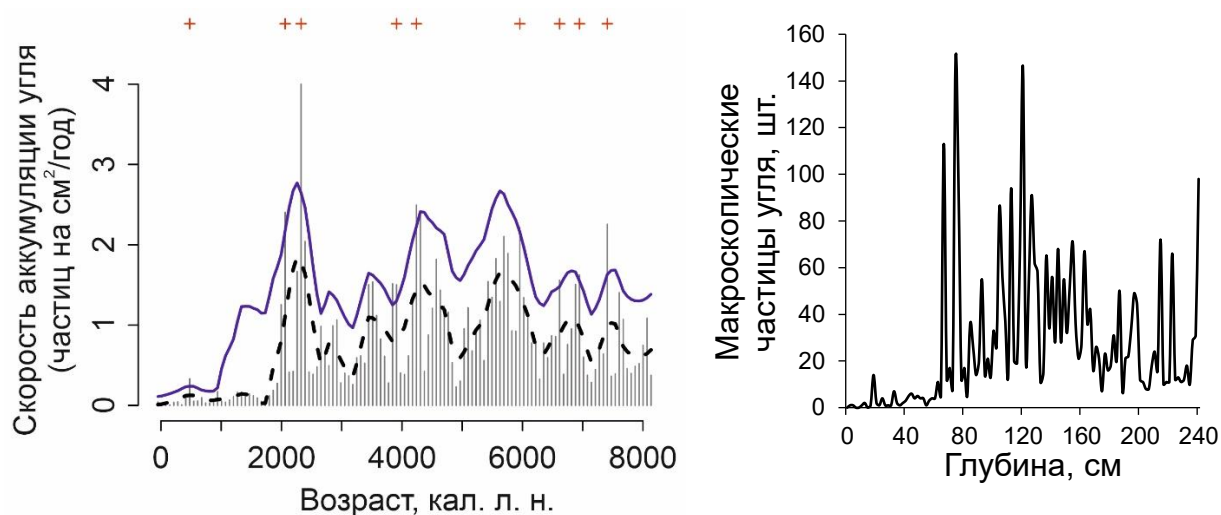


Рисунок 24. Содержание макроскопических частиц угля в ТП–III.

Болото **ТП–IV** мощностью 201 см начало своё развитие примерно 6115 кал. л. н. В течение первых 500 кал. лет скорость накопления торфа составляла 1,09 мм в год (рисунок 25). В течение следующих пяти тысяч кал. лет скорость накопления снизилась до 0,14 мм в год. С этого момента и по настоящее время скорость возросла до 1,27 мм в год.

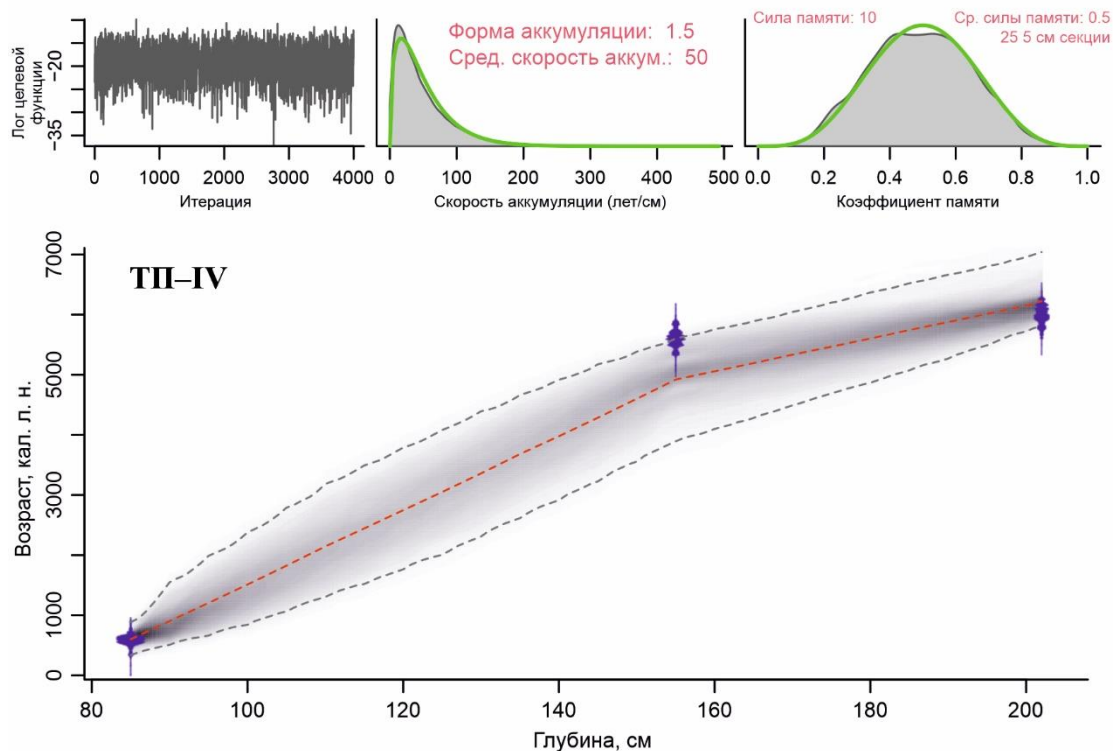


Рисунок 25. Модель скорости вертикального прироста ТП–IV

Торфяник развивался в четыре стадии. Первая стадия (6115–4000 кал. л. н.) характеризуется доминированием гигрофитов (с доминированием *Scheuchzeria palustris* до 65%) и наличием древесных видов *Pinus sp.* (до 5%) и *Betula sp.* (15%) (рисунок 26). Наличие разнообразных растительных остатков может указывать на частую смену климатических условий. Вторая и третья стадии (4000–600 кал. л. н.) представляют собой переход от гидрофитов с преобладанием осоки и шейхцерии к растительности, характерной для олиготрофных болот с преобладанием *Sphagnum balticum* (70-100%). Четвёртая стадия характеризуется устоявшимся олиготрофным типом растительности с преобладанием *Sphagnum sp.*

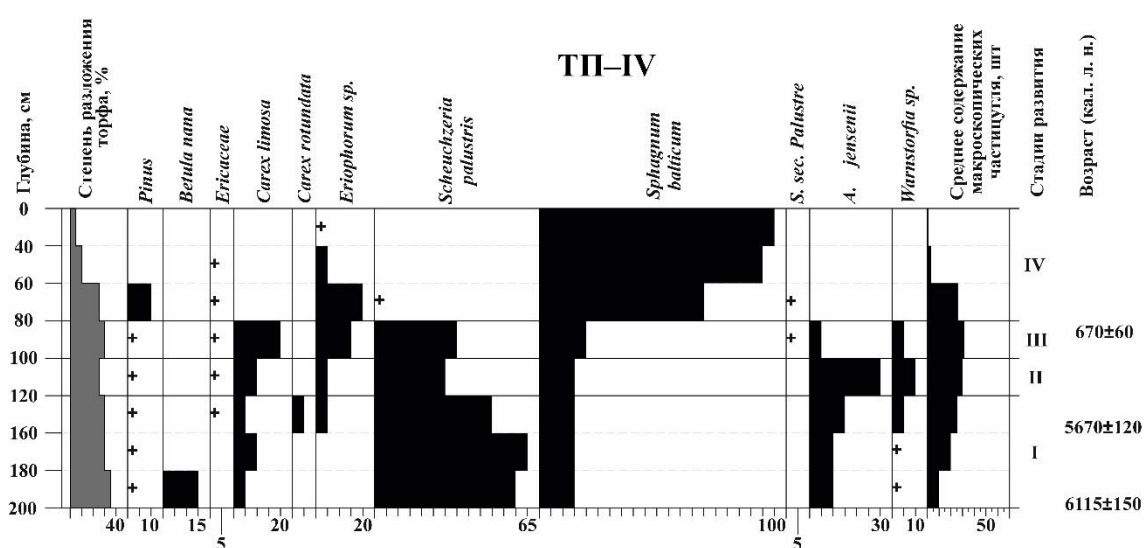


Рисунок 26. Стратиграфическая диаграмма и стадии развития ТП-IV.

Концентрация макрочастиц древесного угля в ТП-IV в среднем составила 18,9 шт. см⁻³ (рисунок 27). Наибольшее среднее содержание характерно для периода 5500–2500 кал. л. н. (21,0 шт. см⁻³). До и после этого периода концентрация частиц угля составляла 19,6 и 17,8 шт. см⁻³, соответственно. Показано, что в болоте сохранились остатки десяти локальных пожаров, четыре из которых прошли в начале развития болота (6000–5000 кал. л. н.), два в период 5000–2500 кал. л. н., и четыре с 2500 кал. л. н. по настоящее время.

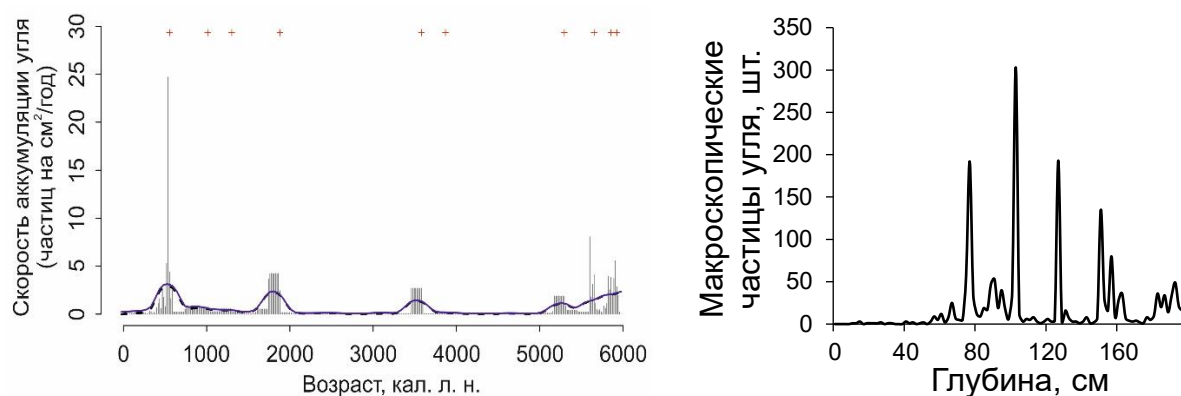


Рисунок 27. Содержание макроскопических частиц угля в ТП–IV.

Болото **ТП–V** мощностью 100 см начало свое развитие примерно 6200 кал. л. н. (таблица 3). В течение первых 4300 кал. лет скорость накопления торфа была крайне низка и составляла 0,04 мм в год (рисунок 28). Стоит указать, что горизонт от 80 до 100 см характеризуется чрезвычайно плотным органоминеральным субстратом. В дальнейшем и по настоящее время скорость накопления колебалась от 0,38 до 0,44 мм в год.

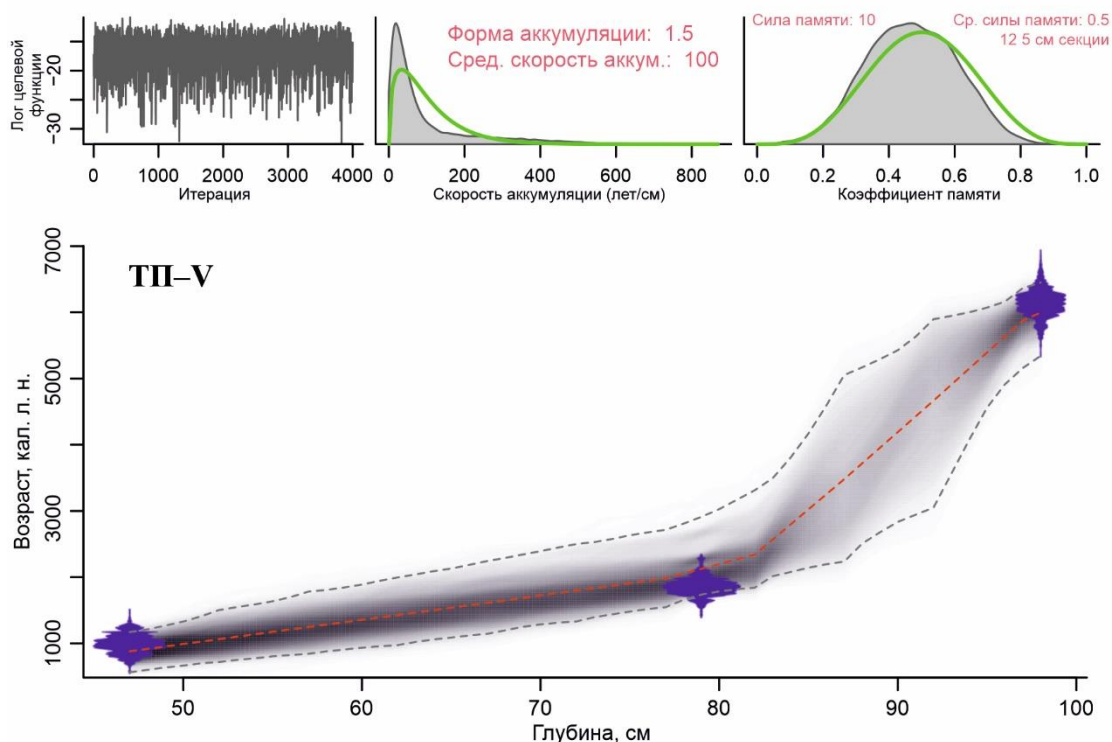


Рисунок 28. Модель скорости вертикального прироста ТП–V

На основании проведенного анализа выявлено, что развитие торфяника **ТП–V** проходило в три стадии (рисунок 29). Начальная стадия развития болота (6200–

1400 кал. л. н.) характеризовалась преобладанием гигрофитной растительности, представленной в большей степени *Eriophorum vaginatum* (до 60%).

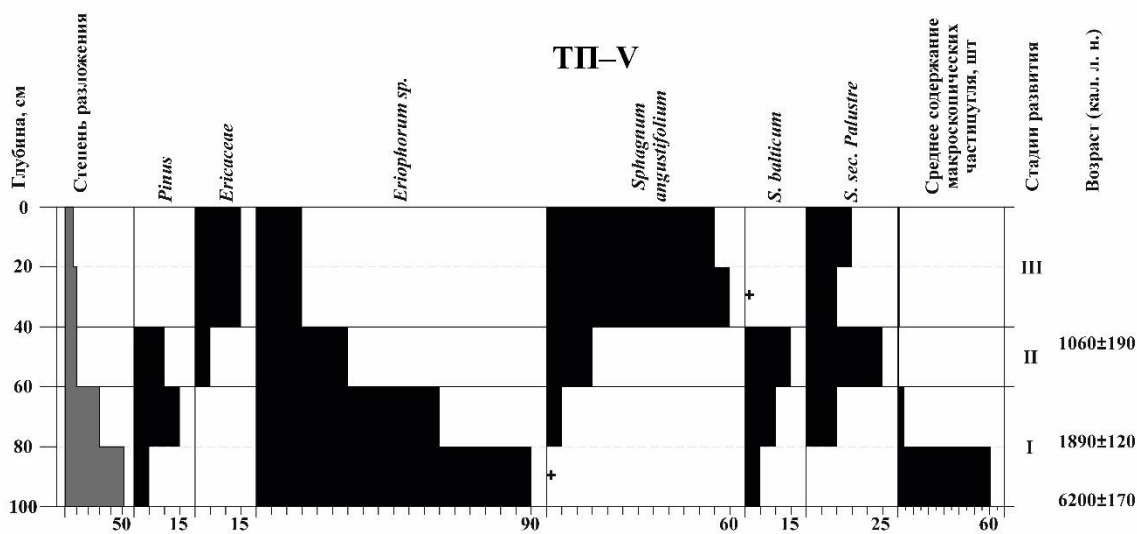


Рисунок 29. Стратиграфическая диаграмма и стадии развития ТП-V.

Вторая стадия (1400–950 кал. л. н.) представляет собой переход к олиготрофному составу растительности и характеризуется сфагновым сообществом (с доминированием *Sphagnum angustifolium* до 15% и *Sphagnum balticum* до 15%). Третья стадия продолжается до настоящего времени и характеризуется типичным таксономическим составом для олиготрофных болот. В торфе преобладают *Sphagnum angustifolium* (55–60%) и *Sphagnum palustre* (10–15%). Установлено, что высокая скорость накопления органического материала привела к такому же результату, как и в ТП-IV, где резкое увеличение сфагнового слоя привело к окончательному вытеснению сосны.

В торфе точки ТП-V средняя концентрация макрочастиц угля составляет 16,4 шт. см⁻³. Наибольшая концентрация угля сосредоточена в горизонтах, образующихся в атлантический период (65,7 шт. см⁻³), тогда как в суббореальном (59,9 шт. см⁻³) и субатлантическом (4,8 шт. см⁻³) периодах наблюдается снижение. Выявлено шесть локальных пирогенных событий (рисунок 30). Наибольшее количество остатков сохранившегося сгоревшего материала по возрасту соответствует периоду формирования болота (до 181 шт. см⁻³).

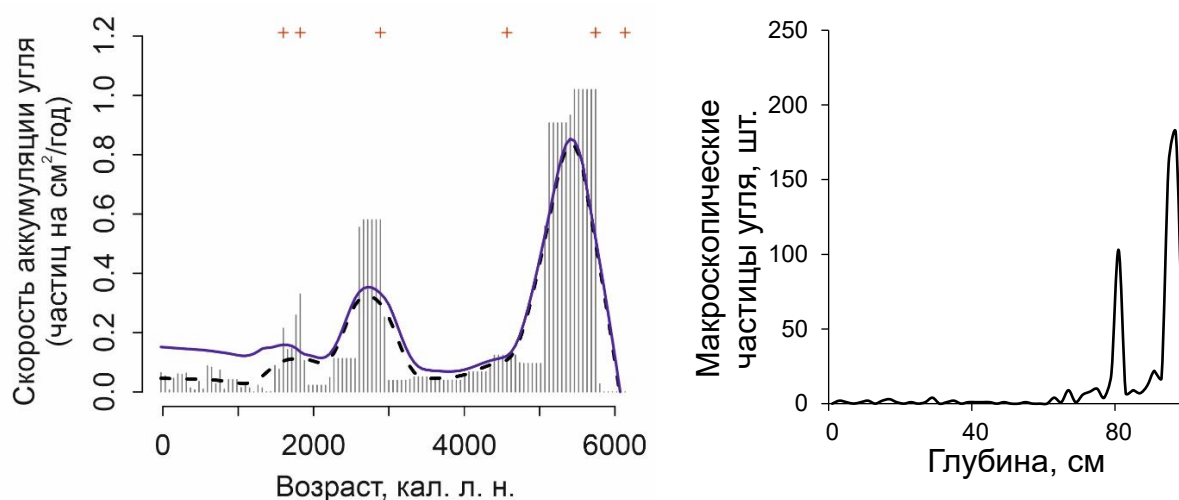


Рисунок 30. Содержание макроскопических частиц угля в ТП-V.

Формирование ТП-VI мощностью 218 см началось в первой половине голоцена 7650 кал. л. н. (таблица 3). На основе анализа ботанического состава выделено 4 стадии развития болота. На начальном этапе развития болота преобладали травяно-осоковые виды (50–90%): *Carex caespitosa*, *C. lasiocarpa*, *C. limosa* (до 45%) и *Scheuchzeria palustris* (до 40%) (рисунок 32), а скорость торфонакопления достигала 1,10 мм в год (рисунок 31). После скорость снизилась и варьировала от 0,12 до 0,30 мм в течение следующих семи тысяч лет.

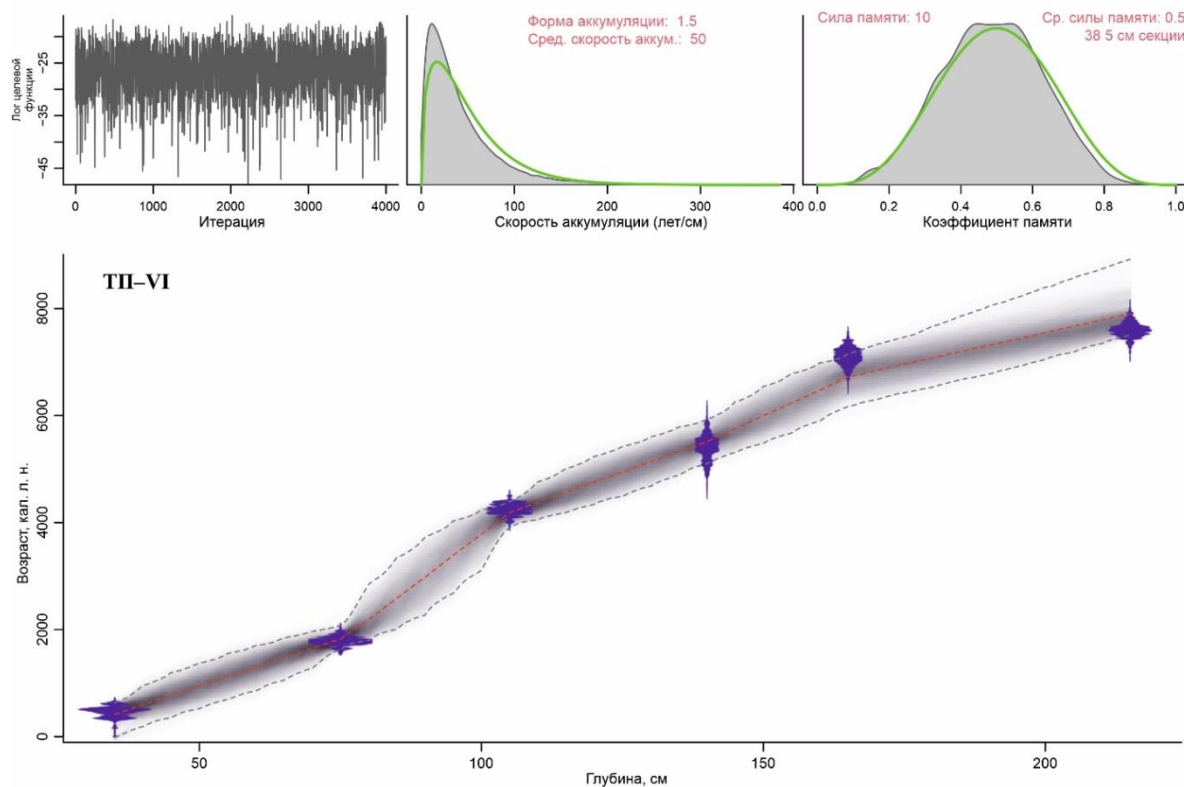


Рисунок 31. Модель скорости вертикального прироста ТП-VI.

В этот же период ботанический состав сменился с доминированием видов, характерных для переходных болот, с значимым присутствием *Eriophorum vaginatum* (до 50%), *Carex lasiocarpa*, *C. chordorrhiza* и *C. pauciflora* (в сумме до 25%) *Pinus sylvestris* (до 20%) и *Betula sp.* и *Picea sp.* (5-10%). Среди споровых преобладающими становятся сфагновые мхи: *Sphagnum angustifolium* (до 30%), *S. magellanicum* (до 10%) и *S. fuscum* (до 10%).

ТП–VI

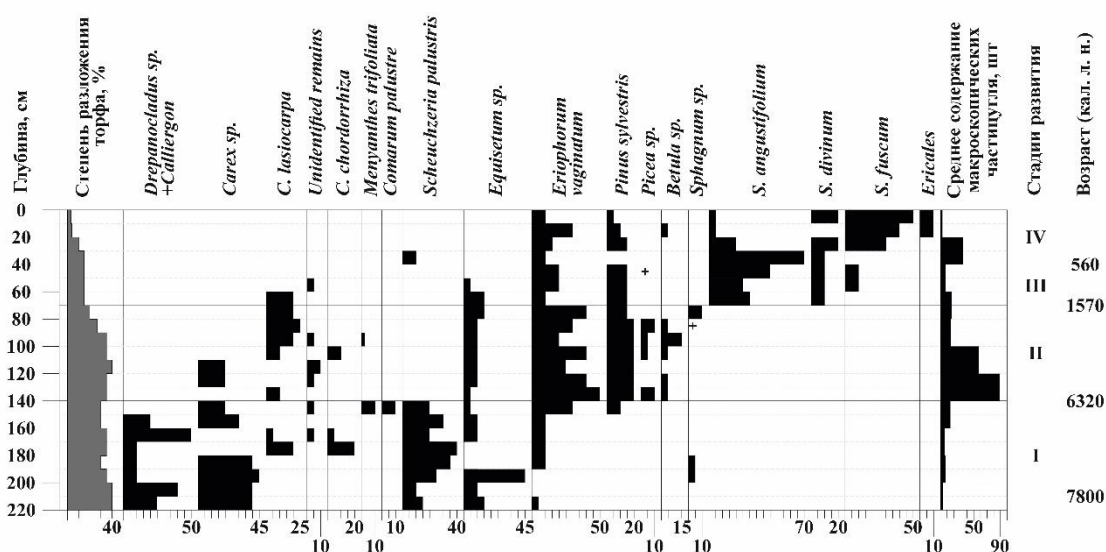


Рисунок 32. Стратиграфическая диаграмма и стадии развития ТП–VI. (Данные степени разложения и ботанического состава согласно Goncharova et al., 2023).

К настоящему времени скорость торфонакопления возросла до 0,63 мм в год, растительность представлена олиготрофным сообществом со значительным преобладанием сфагновых мхов: *Sphagnum fuscum* (10–50%), *S. angustifolium* (5–70%) и *S. magellanicum* (10–20%). Среди древесных растений преобладают остатки *Pinus sylvestris* (до 15%), в небольшом количестве встречаются *Betula sp.* и болотные кустарнички (до 10%), единичны *Picea sp.* и *Pinus sibirica* (менее 1%). Среди трав в торфе отмечены только *Eriophorum vaginatum* (до 30%).

Согласно содержанию макрочастиц угля (рисунок 33), за первые две тысячи лет данный участок редко подвергался пожарам. Выявлено два пожара локального уровня. В период 6500–4500 наблюдается наиболее пирогенно активный

промежутков времени, установлено три пожара локального уровня, содержание сгоревших остатков достигает до 496 шт. см⁻³.

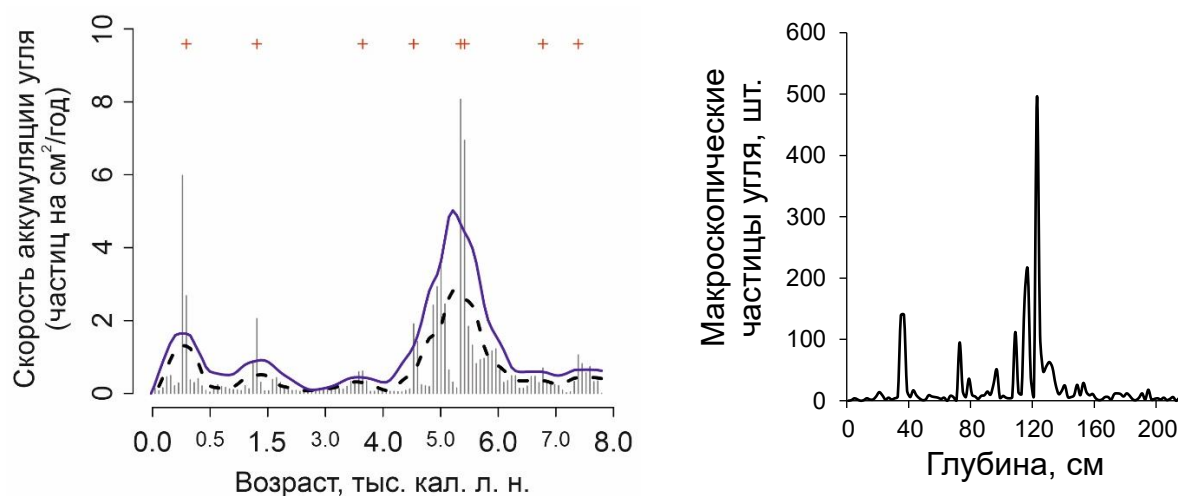


Рисунок 33. Содержание макроскопических частиц угля в ТП–VI.

В период, соответствующий по времени суббореальному, наблюдается снижение концентрации макрочастиц. Ближе к настоящему времени выявлено повышение пирогенной активности на исследуемых участках. На территории залесенных болот (ТП–VI, ТП–VIII и ТП–IX) проведены датировки пожаров дендрохронологическим методом (Горбач и др., 2021). По результатам дендрохронологического анализа, торфяник был подвержен пожару в 1906 г. (113 лет назад), что вероятнее всего привело к накоплению угля на глубине 18–20 см (до 139 шт. см⁻³) (таблица 4).

Болото на исследуемом участке ТП–VII мощностью 300 см начало развитие 9300±200 кал. л. н. (рисунок 34). До 3400 кал. л. н. скорость торфонакопления равнялась 0,17 мм в год, после чего ускорилась до 0,39 мм в год к 806 кал. л. н. и до 1,24 мм в год до настоящего времени.

Болото охватывает широкую по временной шкале область голоцена, что позволило установить подробную динамику пожаров. Согласно содержанию макрочастиц угля, выявлено 12 пожаров локального уровня (рисунок 35).

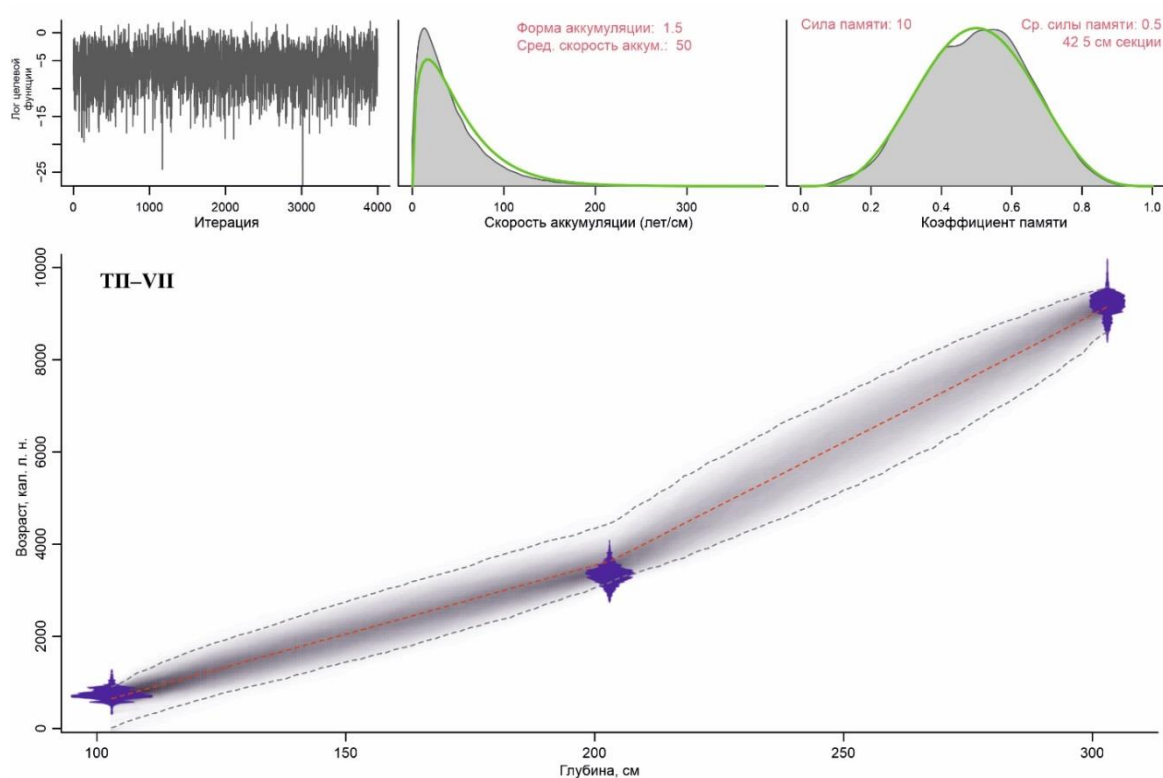


Рисунок 34. Модель скорости вертикального прироста ТП–VII.

Углистые включения обнаружены в нижней части торфяной толщи (до 412 шт. см^{-3}), что свидетельствует о пожаре (или серии пожаров) на начальном этапе развития болота. Наиболее высокая пирогенная активность характерна для оптимума голоцена (содержание макрочастиц достигает 1931 шт. см^{-3}), на период которого прошло шесть локальных пожаров.

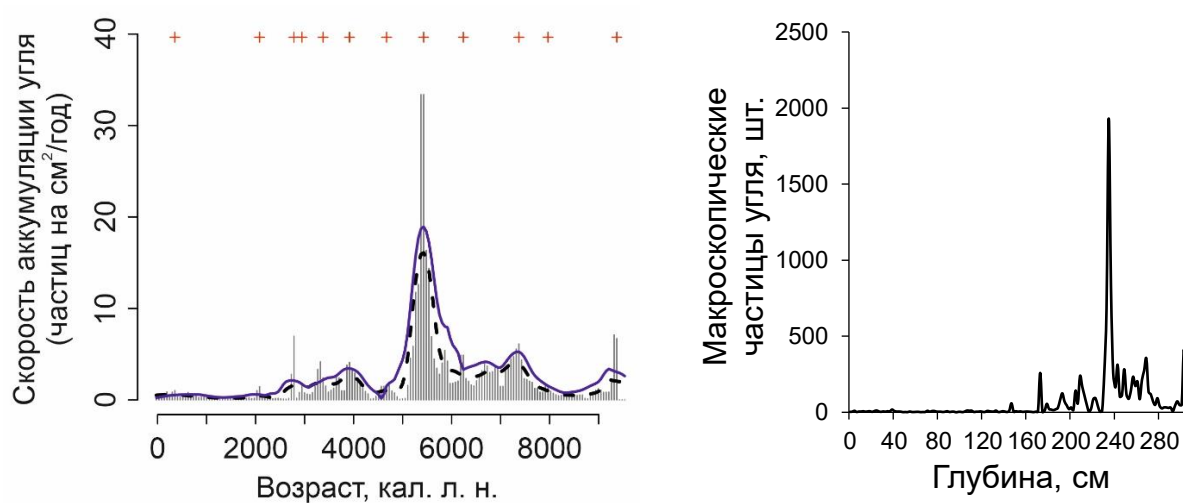


Рисунок 35. Содержание макроскопических частиц угля в ТП–VII.

Относительно высокая скорость аккумуляции макрочастиц угля сохранялась до 2000 кал. л. н., когда прошло еще пять пожаров локального уровня. Один пожар установлен в близкий к настоящему времени период.

На основании радиоуглеродного датирования выявлено, что формирование **ТП-VIII** мощностью 80 см началось ~8200 кал. л. н. (таблица 3). Первые пять тысяч лет скорость торфонакопления была крайне низкой и составляла 0,06 мм в год, после чего возросла более чем в два раза (до 0,15 мм в год) до 1991 кал. л. н. (рисунок 36).

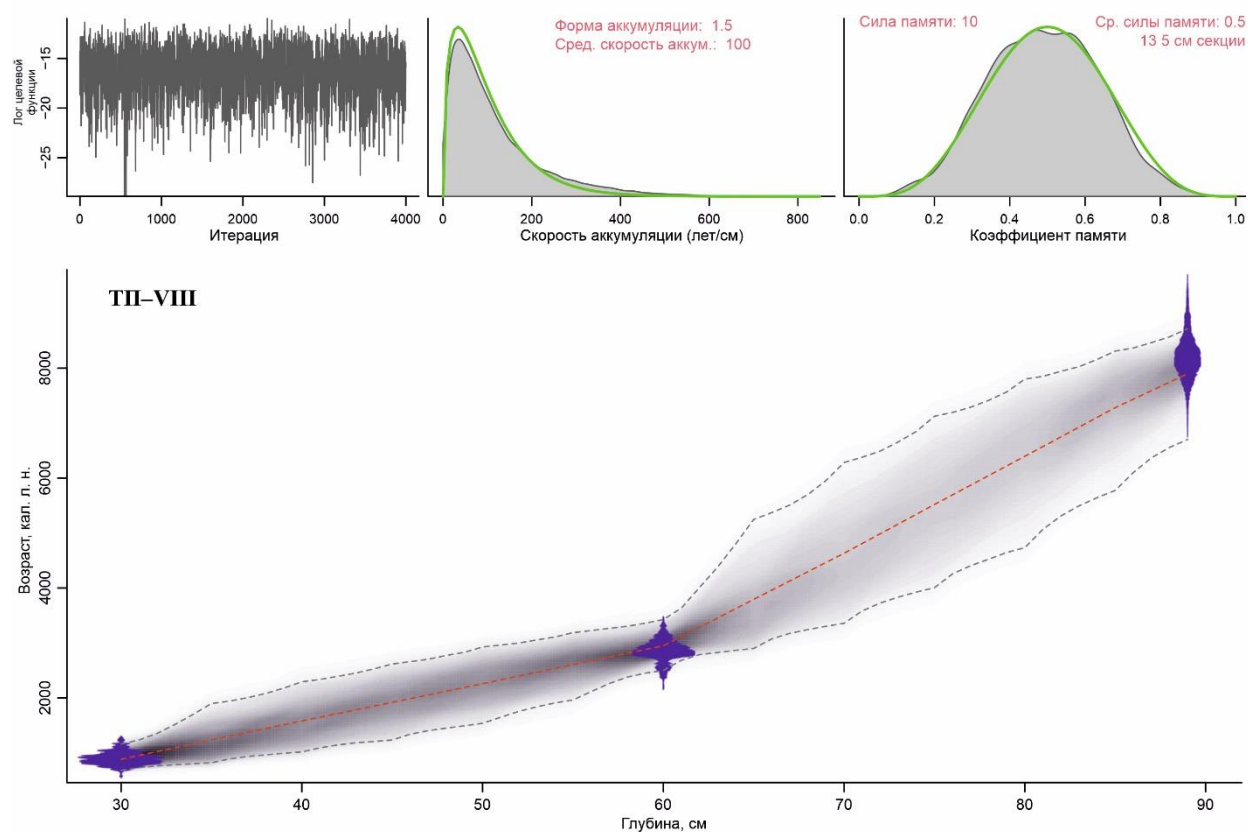


Рисунок 36. Модель скорости вертикального прироста ТП-VIII.

В последующем скорость возросла до 0,32 мм в год до настоящего времени. На этапе формирования болота было представлено травяным гигрофитным сообществом с преобладанием *Carex sp.* (до 65%) *Calla sp.* (до 25%), и *Equisetum palustre* (до 10%) (рисунок 37). Вторая стадия развития болота началась 5710 кал. л. н. и длилась до 4450 кал. л. н. В этот период началась переходная стадия болота с преобладанием *Eriophorum vaginatum* (до 65%) и участием *Pinus sp.* (10%). Третий и четвертый период развития характеризуются повышением участия и окончательным закреплением растительности, характерной для олиготрофного сообщества.

Ботанический состав представлен преимущественно *Sphagnum angustifolium* (до 35%), *Eriophorum vaginatum* (до 30%) и *Carex sp.* (до 25%). В единичных образцах зафиксирована кора *Pinus sp.*

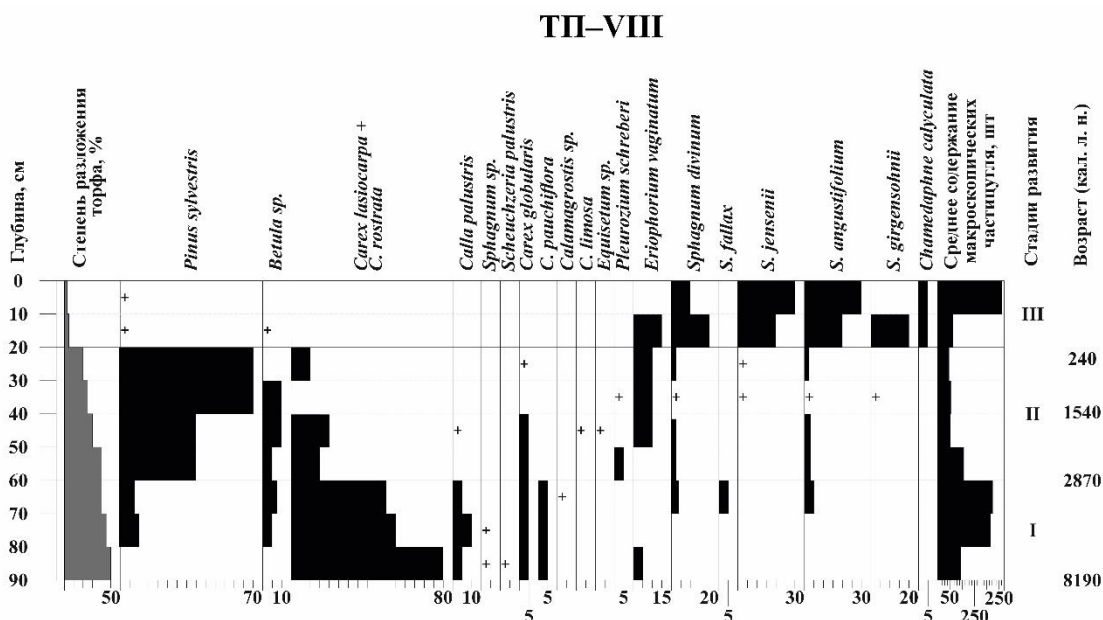


Рисунок 37. Стратиграфическая диаграмма и стадии развития ТП-VIII. (Данные степени разложения и ботанического состава согласно Goncharova et al., 2023).

Согласно анализу макрочастиц угля (рисунок 38), высокая скорость аккумуляция пирогенных частиц была во время оптимума голоцена (до 127 шт. см⁻³). Наибольшая скорость аккумуляции частиц угля в торфянике выявлена на глубине 16 см (до 1084 шт. см⁻³). Причиной, столь резкого повышения скорости аккумуляции макроscopic частиц угля вероятнее всего является близкое расположение населенного пункта. Вероятно, это результат пожаров, пройденных в близкий к современному времени период (таблица 4).

Таблица 3 Результаты радиоуглеродного датирования ^{14}C .

Лабораторный номер образца	Глубина отбора, см	Возраст, ^{14}C лет назад	Возраст, кал. л. н. (1 σ)	Возраст, кал. л. н. (2 σ)
ТП – I (Сула-Харьягинский)				
ИМКЭС 14C2844	80 – 100	4595 $\pm$ 135	5052 – 5469	4883 – 5584
ИМКЭС 14C2846	195 – 205	6785 $\pm$ 200	7435 – 7834	7285 – 8011
ИМКЭС 14C2840	245 – 255	8188 $\pm$ 230	8781 – 9459	8480 – 9551
ИМКЭС 14C2839	295 – 305	9070 $\pm$ 250	9805 – 10567	9539 – 11067
ТП – II (Хабариха)				
ИМКЭС 14C2978	80 – 90	1910 $\pm$ 150	1764 – 2110	1497 – 2376
ИМКЭС 14C2977	150 – 160	2605 $\pm$ 170	2504 – 2946	2259 – 3232
ИМКЭС 14C2988	220 – 230	3495 $\pm$ 180	3568 – 4135	3435 – 4364
ТП – III (Усть-Цильма)				
ИМКЭС 14C2982	90 – 100	2813 $\pm$ 160	2833 – 3221	2572 – 3446
ИМКЭС 14C2983	150 – 160	4750 $\pm$ 180	5216 – 5791	5048 – 5970
ИМКЭС 14C2986	240 – 250	7340 $\pm$ 250	7954 – 8466	7698 – 10416
ТП – IV (Щельяур)				
ИМКЭС 14C2856	80 – 90	600 $\pm$ 100	536 – 654	467 – 729
ИМКЭС 14C2846	150 – 160	4870 $\pm$ 100	5478 – 5721	5326 – 5894
ИМКЭС 14C2840	200 – 205	5220 $\pm$ 110	5898 – 6187	5737 – 6278
ТП – V (Сьодюдор Мешура)				
ИМКЭС 14C2857	45 – 50	1075 $\pm$ 110	804 – 1175	740 – 1263
ИМКЭС 14C2858	78 – 80	1930 $\pm$ 85	1694 – 1942	1623 – 1667
ИМКЭС 14C2859	90 – 100	5370 $\pm$ 150	5952 – 6295	5754 – 6483
ТП – VI (Печоро-Илычский заповедник)				
ИМКЭС 14C1903	30 – 40	455 $\pm$ 80	400 – 620	378 – 705
ИМКЭС 14C1884	70 – 80	1875 $\pm$ 55	1806 – 1949	1702 – 2011
ИМКЭС 14C1882	100 – 110	3840 $\pm$ 55	4223 – 4455	4161 – 4486
ИМКЭС 14C1893	135 – 145	4725 $\pm$ 150	5361 – 5713	5043 – 5921
ИМКЭС 14C1895	160 – 170	6228 $\pm$ 120	7051 – 7337	6876 – 7487
ИМКЭС 14C1944	210 – 220	6730 $\pm$ 120	7551 – 7750	7436 – 7906
ТП – VII (Язель)				
ИМКЭС 14C2225	100 – 105	790 $\pm$ 110	642 – 970	625 – 992
ИМКЭС 14C2230	200 – 205	3145 $\pm$ 120	3252 – 3553	3075 – 3708
ИМКЭС 14C2228	300 – 305	8270 $\pm$ 150	9104 – 9499	8850 – 9611
ТП – VIII (Максимовский стационар)				
ИМКЭС 14C1976	25 – 35	990 $\pm$ 90	853 – 1042	762 – 1244
ИМКЭС 14C2111	55 – 65	2730 $\pm$ 115	2811 – 3064	2566 – 3241
ИМКЭС 14C2139	80 – 90	7350 $\pm$ 300	7915 – 8500	7652 – 9044
ТП – IX (Койгородский НП)				
ИМКЭС 14C1976	50 – 70	4433 $\pm$ 150	4938 – 5355	4697 – 5640
ИМКЭС 14C1919	104 – 105	9030 $\pm$ 200	9895 – 10556	9627 – 10720

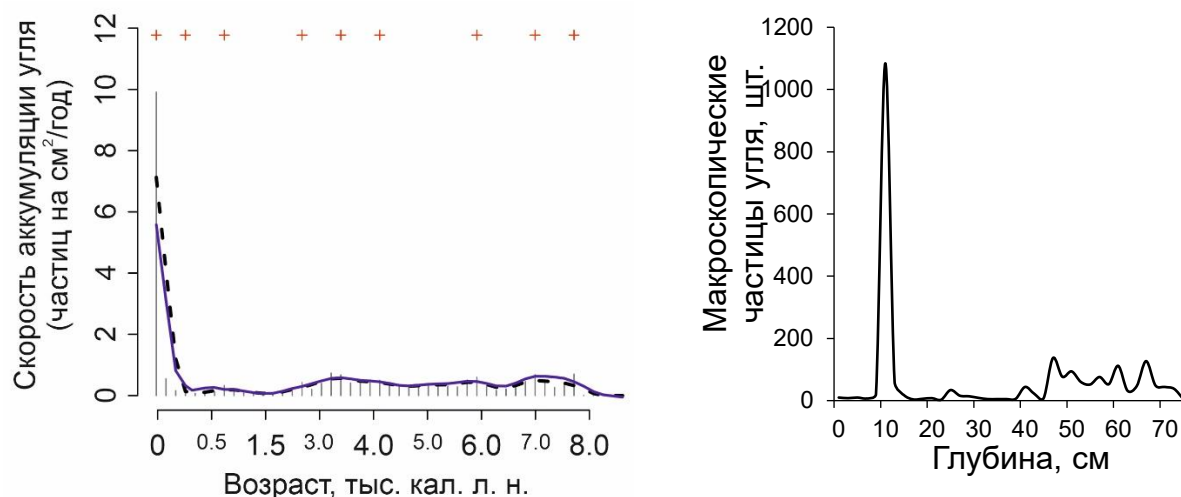


Рисунок 38. Содержание макроскопических частиц угля в ТП–VIII.

Формирование **ТП–IX** мощностью 105 см началось в первой половине голоцена ~10200 кал. л. н. (таблица 3, рисунок 39). Вследствие низкой плотности радиоуглеродных датировок корректная оценка скорости аккумуляции торфа в разные периоды голоцена затруднительна. Показано, что первые пять тысяч лет торф накапливался со скоростью 0,09 мм в год. Затем скорость повысилась до настоящего времени до 0,12 мм в год.

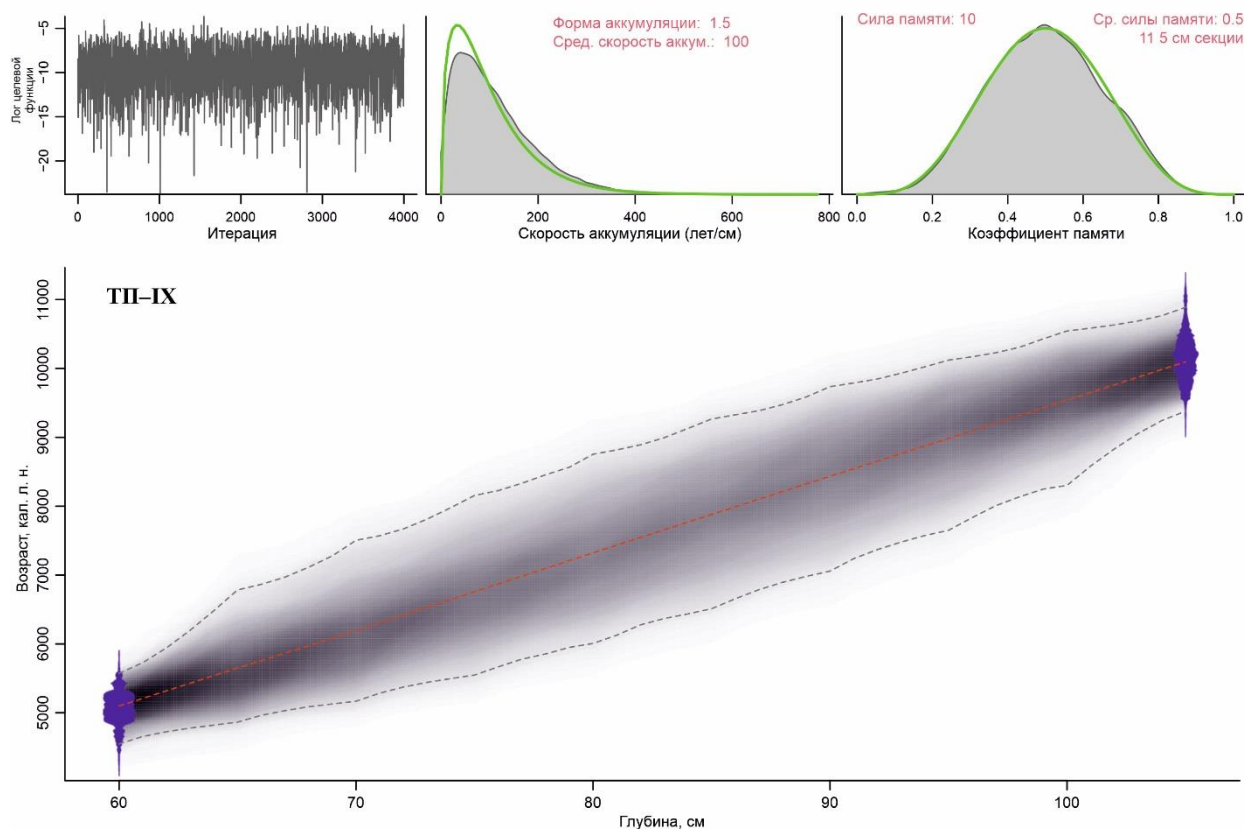


Рисунок 39. Модель скорости вертикального прироста ТП–IX.

На низкую скорость торфонакопления указывает наличие органоминерального горизонта в нижней части толщи (рисунок 11 – Б). Вероятно, это связано с изменением гидрологического режима в прошлом, учитывая высокую степень разложения растительных остатков (рисунок 40).

ТП–IX

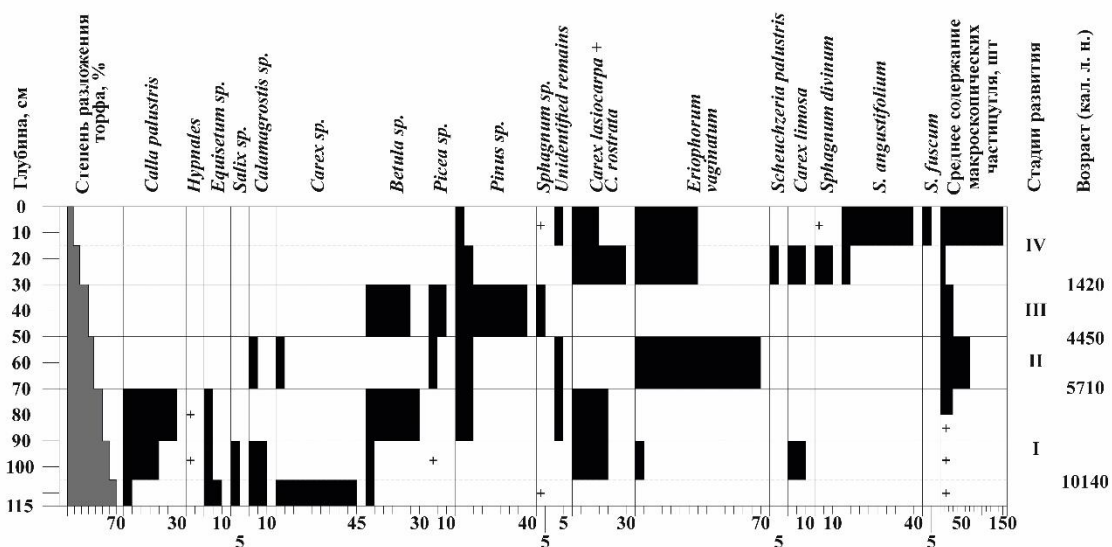


Рисунок 40. Стратиграфическая диаграмма и стадии развития ТП–IX. (степени разложения, ботанический состав и дополнительные значения возраста указаны согласно данным Goncharova et al., 2023).

Выявлено, что развитие болота проходило в четырех стадиях. На первой стадии наблюдается преобладание гидрофильных растений. Вторая стадия характеризуется остатками травянистых растений (до 80%), основным торфообразователем является *Eriophorum vaginatum*, его доля в образце составляет 70%. Среди других трав встречены остатки *Carex rostrata* и *C. lasiocarpa* (около 5%) и *Calamagrostis sp.* (менее 1%). В группе древесных растений доминирует кора хвойных пород: *Pinus sylvestris* – 10% и *Picea sp.* – 5%. Остатки споровых единичны, они представлены гипновыми мхами. Вторая стадия – переходная, в торфе значительно возрастает (до 75%) доля древесных форм. Среди них преобладают кора *Pinus sylvestris* (40%) и *Betula sp.* (25%), кора *Picea sp.* составляет 10%. Участие трав уменьшается до 20%, травянистые растения представлены 2 видами – *Carex rostrata* и *Eriophorum vaginatum*. Споровые по-прежнему малочисленны (5%). Третья стадия

частично подставлена древесным *Pinus sylvestris* (5–10%). Среди трав доминируют мезотрофные осоки *Carex lasiocarpa*, *C. rostrata*, *C. limosa* (до 40%) и *Eriophorum vaginatum* (до 30%), около 5% оставляет доля *Scheuchzeria palustris*. Среди преобладают остатки *Sphagnum angustifolium* (до 40%), *S. magellanicum* (и *divinum*, 10%) и *S. fuscum* (5%).

Пирогенные углистые включения обнаружены в самом нижнем горизонте (193 шт./см³), что свидетельствует о пожаре (или серии пожаров), который, вероятно, способствовал заболачиванию территории (рисунок 41). В период от 10,2 до 4,5 тыс. кал. л. н. наблюдается высокая частота пожаров. Стоит подчеркнуть, что летние значения солнечной радиации в бореальной зоне в раннем голоцене (11–8 тыс. кал. л. н.) становились выше и достигали пиковых значений в среднем голоцене 8–4,5 тыс. кал. л. н. (атлантический период) и уменьшались в позднем голоцене вплоть до настоящего времени. Полученные данные пирогенной динамики характерны для большинства исследуемых болот. Такая распространенность в свою очередь, указывает на динамику условий регионального масштаба. Согласно данным дендрохронологических исследований 140 лет назад на участке ТП–IX был крупный пожар (таблица 4), способствовавший формированию пирогенного горизонта на глубине 10–15 см. Повышение концентрации постпирогенных включений вероятнее всего стало результатом антропогенной деятельности.

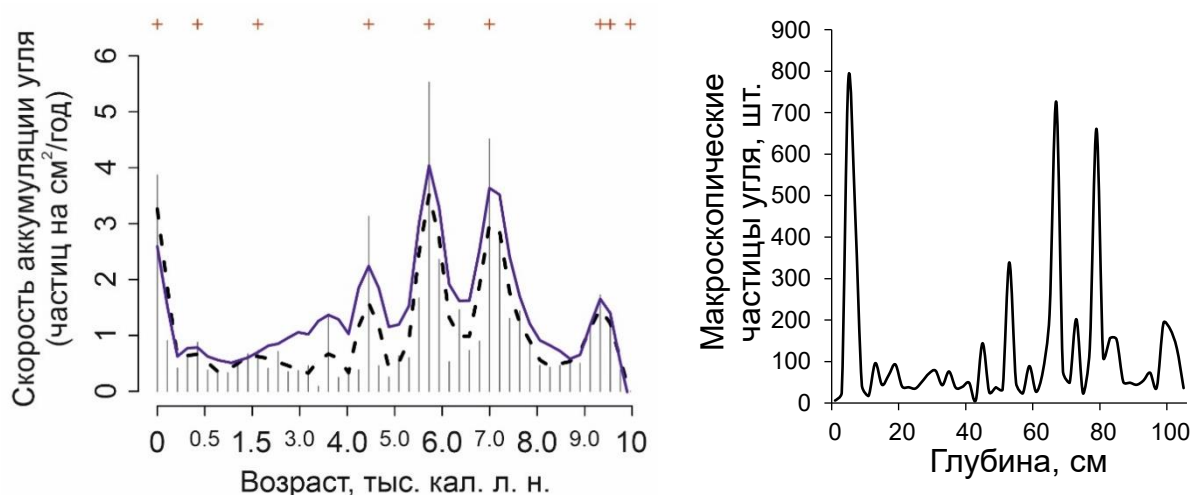


Рисунок 41. Содержание макроскопических частиц угля в ТП–IX.

На основании представленных данных радиоуглеродного датирования, ботанического и пирогенного анализа можно сделать вывод о сложной эволюции

болот на территории Республики Коми в течение голоцена. Формирование отдельных **ТП** началось в разные периоды голоцена – от 10260 до ~6100 кал. л. н., что свидетельствует о поэтапном развитии болот с различными скоростями торфонакопления. Вероятно, эти различия в большей степени зависели от рельефа и гидрологического режима. Торфяные залежи на участках **ТП–I, ТП–III, ТП–VI, ТП–VII, ТП–VIII, ТП–IX** содержат наиболее полную информацию о генезисе и развитии болот, что позволяет получить комплексную палеоэкологическую информацию, включая данные о пройденных пожарах. Залежи на участках **ТП–II, ТП–IV, ТП–V** содержат усеченные данные о генезисе и развитии исследуемых болотных массивов, но предоставляют дополнительную информацию о близких к современному этапам голоцена. На начальных этапах развития болот наблюдалось относительно быстрое нарастание торфяных отложений. Скорость торфонакопления варьировала от 0,33 до 1,42 мм в год. Далее эти процессы чередовались с периодами снижения темпа аккумуляции органического вещества и его последующей стабилизацией. Указано, что скорость накопления торфа была значительно выше в период оптимума голоцена. Вероятно, на это повлияли более высокие температура и влажность.

Таблица 4. Пожары, установленные дендрохронологическими методами (Горбач и др., 2021, Dymov et al., 2022).

Торфяник	Установленные даты пожаров	Год учёта	Интервал между пожарами, лет	Средняя периодичность пожаров, лет	Давность пожара, лет
ТП–VI	1906, 1869, 1772	2019	37	37	113
ТП–VIII	1919, 1874	2019	45	45	100
ТП–IX	1879	2019	–	–	140

Детальный анализ ботанического состава демонстрирует чёткую последовательность стадий развития экосистемы. На начальном этапе происходит колонизация увлажнённых и переувлажнённых участков мезофитными видами, такими как осоки (*Carex sp.*), хвощ приречный (*Equisetum fluviatile*), вахта трёхлистная (*Menyanthes trifoliata*) и шейхцерия болотная (*Scheuchzeria palustris*), что характерно для эвтрофных условий. По мере накопления органического материала и изменения гидрологического режима наблюдается смена доминирующих форм: гигрофитные сообщества уступают место фитоценозам с преобладанием гидрофитов, формирующим заросшие мелководья. На более южных

участках (ТП–VI, ТП–VIII и ТП–IX) евтрофно-травяные палеофитоценозы сменились лесоболотными сообществами. На завершающей стадии развития болот наблюдается формирование олиготрофных болотных комплексов, где ключевую роль играют сфагновые мхи – в большей степени *Sphagnum angustifolium* (узколиственный), *Sphagnum fuscum* (бурый) и *Sphagnum balticum* (балтийский).

Исследования динамики растительных сообществ в голоцене выявили чёткую связь между изменениями климатических условий, пожарной активностью и структурой экосистем. Вероятнее всего в раннем голоцене увлажненные и переувлажненные территории явились ядром развития торфяников. В это же время распространение устойчивых к пожарам широколиственных лесов приводило к редким, но интенсивным пожарам, при соответствии условий. Позже, ближе к термическому максимуму голоцена (атлантический период) повышение летних температур, усиление засушливости и частые скачки температуры могли способствовать распространению пожароопасных сообществ – вересковых, сосновых, берёзовых и ивовых (Molinari et al., 2020). Известно, что атлантический период характеризуется наиболее высокими среднегодовыми температурами и повышенной влажностью (Голубева, 2008; Андреичева и др., 2007, 2015), что способствовало максимальной продуктивности болотных фитоценозов. Представленные данные указывают на то, что переход к более теплым среднегодовым температурам, при вероятном совпадении с сухими периодами, усиливали пирогенную нагрузку, стимулируя формирование растительных групп, адаптированных к частым возгораниям. Полученные результаты согласуются с обзорными работами, где указано, что в последующие периоды (суббореальный и начало субатлантического) в бореальной зоне наступило похолодание и возросла влажность, это привело к снижению частоты пожаров, а также к распространению и доминированию стойких к пожарам сообществ (Borisova, 2014). В результате палинологического изучения территории исследования установлено, что по сравнению с атлантическим периодом существенно снизилась средняя июльская и среднегодовая температуры (Голубева, 2008), а также влажность воздуха (Борисова, 2014). Исходя из этого летняя температура и влажность, выступают ключевой причиной смены растительных формаций и связаны с пирогенной активностью.

Анализ содержания пироженных остатков выявил присутствие частиц угля по всей глубине торфяных отложений, что указывает на периодически повторяющиеся пожары за весь период торфонакопления на исследуемых болотах. Динамика, отражённая в содержании макроскопических частиц угля, демонстрирует высокую пожарную активность в ранние периоды формирования болот и в термическом оптимуме голоцена. В этот период зафиксировано наибольшее количество локальных пожаров, затронувших болота. После наблюдается постепенное снижение их частоты и интенсивности, хотя в некоторых случаях наблюдается повторное увеличение активности, что вероятнее всего связано как с климатическими флуктуациями, так и с антропогенным воздействием. Дополнительные сведения, полученные с помощью дендрохронологических методов, подтверждают наличие недавних пожарных событий, влияние которых отслеживаются по специфическим пироженным горизонтам в толще торфа на глубине, соответствующей границе акротелма и катотелма. В совокупности, результаты исследования демонстрируют, что эволюция болот представлена в большей степени как сложное сочетание климатических факторов, определяющих скорость торфонакопления, смену растительных сообществ и пожарную динамику на региональном уровне в течение нескольких тысячелетий. В близкий к настоящему времени период выявлено существенное влияние антропогенного фактора.

В рамках проведенных исследований ботанического состава и анализа макрочастиц угля выявлена средняя значимая положительная корреляция между степенью разложения торфа и пироженными остатками ($r = 0,53$, $n = 77$), что указывает на взаимосвязь данных показателей. Повышенная аэрация и активность микроорганизмов в условиях понижения уровня грунтовых вод, особенно в жаркие и сухие периоды, вероятно приводили к дальнейшему осушению и повышению уязвимости к пожарам (Feurdean et al., 2022; Barhoumi et al., 2023; Mergelov et al., 2024). Интенсивное разложение растительных остатков микроорганизмами и частое пироженное воздействие сохранялись вплоть до восстановления и стабилизации гидрологического режима. При этом пожары могли приводить к ускоренной минерализации растительных остатков. Описанные выше процессы отражают ключевые механизмы саморегуляции болотных экосистем в условиях изменяющегося климата. Как следствие, пожары выступают не только как

дестабилизирующий фактор, но и как элемент долгосрочной эволюции болотных ландшафтов, формирующий их биохимические и структурные особенности.

Непараметрическим дисперсионным анализом (критерий Краскела–Уоллиса, тест Данна с поправкой Холма), выявлены статистически значимые различия в содержании некоторых групп растительных остатков в зависимости от концентрации макроскопических частиц угля. Рост доли содержания органических остатков по мере увеличения концентрации макроскопических частиц угля установлена для остатков хвойных ($H = 13,85$, $df = 2$, $p < 0,001$), осок ($H = 8,19$, $df = 2$, $p = 0,017$) и хвоща ($H = 17,93$, $df = 2$, $p < 0,001$). Для сфагновых мхов обнаружена отрицательная зависимость ($H = 20,66$, $df = 2$, $p < 0,001$), их содержание было максимальным при низкой концентрации макроскопических частиц угля и значительно снижалось в образцах с высокой концентрацией. Растительные остатки остальных групп (береза, вересковые, пушица) не показали значимой связи с концентрацией макроскопических частиц угля ($p > 0,05$) (рисунок 42).

В результате проведенных исследований установлено, что развитие болотных экосистем Республики Коми на протяжении голоцена представляет комплексный процесс, обусловленный в большей степени взаимодействием климатических условий и растительного состава. На региональном уровне динамика накопления торфа, смена растительных сообществ и пожарная динамика напрямую зависели от климатических условий. Пиковые значения пожаров соответствуют периоду голоценового оптимума. Установлено, что интенсивность и частота пирогенных событий возрастали по направлению от северных к южным районам исследуемого региона. Вероятно, это в большей степени обусловлено количеством и составом растительного покрова, как потенциального топлива для пожаров. В позднем голоцене, особенно вблизи к населенным пунктам, значительное влияние на экосистемы оказал антропогенный фактор, что повлияло на пожарный режим.

Дополнительные данные датировки жидкостно-сцинтилляционным методом, калибровочные кривые и медианная вероятность продемонстрированы в приложении А.

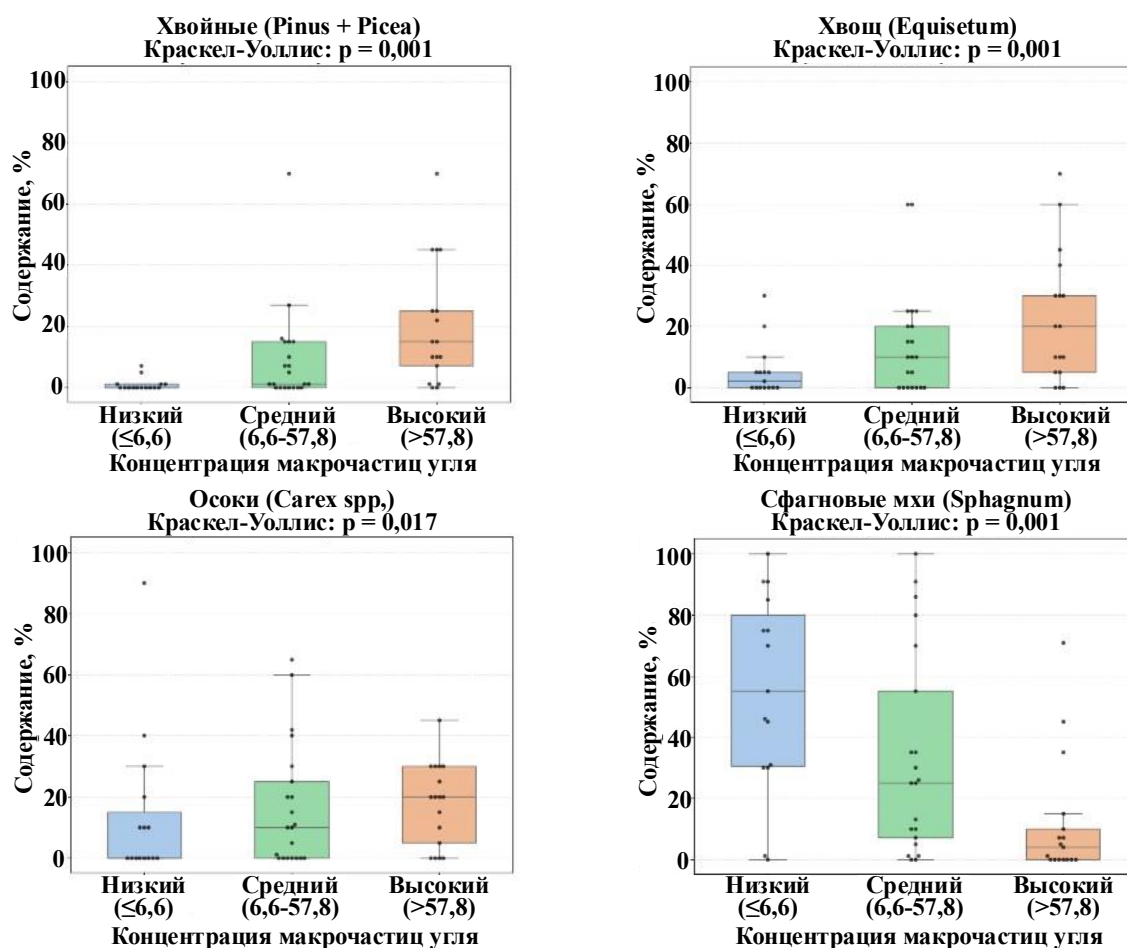


Рисунок 42. Содержание растительных остатков в группах с разной концентрацией макрокопических частиц угля.

3.2. Влияние пожаров на торфяные олиготрофные почвы

Сосредоточенные в торфяных залежах данные представляют собой уникальную информацию, которую можно использовать для заполнения пробелов в понимании экосистемных процессов (Xu et al., 2018; Куприянов, Новенко, 2019; Large et al., 2021). Огромное количество информации, заключенной в толще органического материала, может сохраняться на протяжении тысячелетий. Помимо вышеуказанного, с точки зрения управления запасами углерода, полученные данные могут способствовать эффективному торфопользованию. Эти особенности торфяных залежей позволили нам получить комплексные палеоэкологические данные, включая информацию о прошлых пожарах и как они повлияли на ПОВ.

Для того, чтобы выявить влияние пожаров на торфяные олиготрофные почвы был проведен комплексный анализ почв по всей глубине залежей. Данные физико-химических свойств, результаты анализа состава и содержания ПАУ, спектров ЯМР ^{13}C исследуемых торфяных олиготрофных почв представлены в приложениях Б, В и Г, соответственно. Согласно анализу актуальной кислотности установлено, что исследуемые торфяные почвы кислые и слабокислые (приложение В). В среднем показатели pH в торфяных почвах в более северных подзонах слабокислые и варьируют в пределах 5–6. Для торфяных почв, расположенных южнее, характерен кислый pH в пределах 4–5. Вероятнее всего в наибольшей степени это связано с количеством осадков, который значительно выше в южной части тайги (Атлас Республики..., 1997) и наличием хвойного опада на залесённых болотах (Ершов и др., 2019). Для ТП-I, ТП-II, ТП-III, ТП-IV, ТП-V проведен анализ удельной электропроводности (УЭП). Значения УЭП в ТП-I варьировали в пределах 87,3–224,0 мкСм см⁻¹, со средним значением 117,8 мкСм см⁻¹. Наибольшее значение установлено для верхней части торфяной залежи. Похожие результаты получены для ТП-II (57,1–208,0 мкСм см⁻¹), ТП-III (52,5–169,1 мкСм см⁻¹), ТП-IV (62,4–89,6 мкСм см⁻¹), ТП-V (30,3–139,2 мкСм см⁻¹), где независимо от местоположения и локальных различий, значения УЭП снижались в зависимости от глубины. Проведенные ранее на территории бореальных и субарктических ландшафтах измерения значений УЭП в торфяных почвах не установили статистически достоверной зависимости значений электропроводности в зависимости от широтных изменений (Лойко и др., 2017). В торфяных почвах установлена достоверная слабая отрицательная корреляция ($r = -0,44$, $n = 48$) между значениями pH и УЭП в исследуемых образцах, что может быть обусловлено естественными процессами разложения органического вещества: по мере минерализации торфа способны высвобождаться органические кислоты (снижающие pH) и растворимые ионы (повышающие УЭП). В наибольшей степени это наблюдается в ТП-V, где нижняя часть торфяника представлена плотным горизонтом. При этом показано, что гидрологический режим играет ключевую роль – в деятельном слое (акротелме) активное разложение усиливает кислотность и электропроводность, тогда как в насыщенных водой горизонтах замедление разложения сохраняет более высокий pH и низкую УЭП (Rydin, Jeglum, 2013). В рамках проведенных исследований не

выявлено связи между содержанием угля и изменением значений pH ($r = 0,11$, $n = 48$), однако установлена значимая связь содержания макрочастиц угля и значений УЭП ($r = 0,37$, $n = 48$), что вероятно обусловлено увеличением содержания зольных элементов в горизонтах с пирогенными остатками.

Торфяные олиготрофные почвы, формирующиеся на территории, имеют сопоставимые значения по процентному содержанию углерода (приложение В). В **ТП-I** показатель варьировал от 15,7 до 48,1 %, в **ТП-II** от 54.8 до 44.8 %, в **ТП-III** от 46.2 до 21.9 %, в **ТП-IV** от 26,1 до 53,8 %, в **ТП-V** от 5,4 до 49,9 %, в **ТП-VI** от 0,62 до 55,8 %, в **ТП-VIII** от 43,3 до 55,2 % и в **ТП-IX** от 1,15 до 56,8. Минимальные значения характерны для переходного к подстиляющему органо-минеральному горизонту. Содержание азота характеризуется аналогичными закономерностями, но меньшими значениями концентраций. Для участка **ТП-I** показатель составляет 0,8–2,26 %, для **ТП-II** 2.42–0.79 %, для **ТП-III** 2.23–0.73 %, для **ТП-IV** 0,48–1,78 %, для **ТП-V** 0,34–1,74 %, для **ТП-VI** 0,06–2,15 %, для **ТП-VIII** 0,95–1,58 % и для **ТП-IX** 0,07–1,5 %. Установленная значимая положительная корреляция между концентрацией углерода и азота в исследуемых торфяных олиготрофных почвах ($r = 0,43$, $n = 51$) отражает тесную взаимосвязь процессов накопления, трансформации и разложения органического вещества, где оба элемента входят в состав органического материала различной стадии разложения.

Для участков **ТП-VI**, **ТП-VIII** и **ТП-IX** были заложены полнопрофильные разрезы, что позволило получить уникальные данные по запасам углерода и азота, которые были рассчитаны до глубины подстилания минеральными горизонтами, или на один метр толщи торфяной залежи (**ТП-VI**) исследованных почв. Запасы углерода и азота участков **ТП-VI**, **ТП-VIII** и **ТП-IX** представлены в таблице 5. Установлено, что торфяная почва национального парка «Койгородский» (**ТП-IX**) содержит наибольшие запасы среди исследованных почв – 112,8 кг м⁻² углерода и 2,74 кг м⁻² азота. В почве Печоро-Илычского заповедника (**ТП-VI**) запасы составили 43,8 кг м⁻² углерода и 1,32 кг м⁻² азота, тогда как в почве Максимовского стационара 81,4 кг м⁻² углерода и 2,2 кг м⁻² азота. Для исследованных образцов установлена средняя значимая положительная связь между содержанием макроскопических частиц угля и запасами углерода ($r = 0,54$, $p < 0,05$, $n = 22$) и азота ($r = 0,52$, $p < 0,05$, $n = 22$).

Несмотря на небольшую мощность почвенного профиля, установлены высокие показатели запасов углерода и азота в торфяной почве Койгородского национального парка (ТП–IX), что объясняется высокими значениями плотности сложения горизонтов (до 0,28 г см⁻³). На участках ТП–VI и ТП–VIII значения плотности почвы были в 1,5–3 раза ниже 0,09 г см⁻³ и 0,18 г см⁻³, соответственно. Полученные данные о запасах указывают на существенную роль торфяных залежей в депонировании углерода.

Таблица 5. Запасы углерода и азота исследованных почв.

Глубина	Н, см	Плотность, г см ⁻³	С, %	Н, %	Запасы С, кг м ⁻²	Запасы N, кг м ⁻²
ТП–VI (Печоро-Илычский заповедник)						
0–20	20	0,03±0,01	48,7±1,7	1,09±0,12	2,9	0,07
20–40	20	0,09±0,01	49,1±1,7	1,43±0,16	8,8	0,26
40–60	20	0,11±0,01	50,6±1,8	1,54±0,17	11,1	0,34
60–80	20	0,10±0,01	51,2±1,8	1,60±0,18	10,2	0,32
80–100	20	0,11±0,01	49,2±1,7	1,52±0,17	10,8	0,33
<i>Запас в верхних 100 см</i>					43,8	1,32
ТП–VIII (Максимовский стационар)						
0–10	10	0,05±0,01	44,0±1,5	0,95±0,10	2,2	0,05
10–20	10	0,05±0,01	43,3±1,5	1,22±0,13	2,2	0,06
20–30	10	0,11±0,03	45,8±1,6	1,52±0,17	5,0	0,17
30–40	10	0,11±0,03	55,2±1,9	1,20±0,13	6,1	0,13
40–50	10	0,11±0,03	51,8±1,8	1,50±0,16	5,7	0,17
50–60	10	0,28±0,02	53,3±1,9	1,50±0,16	14,9	0,42
60–70	10	0,28±0,02	51,6±1,8	1,58±0,17	14,4	0,44
70–80	10	0,28±0,01	50,0±1,8	1,42±0,16	14,0	0,40
80–90	10	0,33±0,02	51,1±1,8	1,23±0,14	16,9	0,41
90–100	10	1,71±0,03	0,99±0,2	0,05±0,01	1,7	0,09
<i>Запас в верхних 100 см</i>					83,1	2,34
ТП–IX (Койгородский национальный парк)						
0–10	10	0,08±0,03	48,5±1,7	1,39±0,15	3,9	0,11
10–15	5	0,19±0,02	56,8±2,0	0,95±0,10	5,4	0,09
15–30	15	0,19±0,02	54,1±1,9	1,50±0,16	15,4	0,43
30–50	20	0,21±0,01	49,1±1,7	1,13±0,12	20,6	0,47
50–70	20	0,23±0,01	54,1±1,9	1,41±0,16	24,9	0,65
70–90	20	0,26±0,01	55,5±1,9	1,30±0,14	28,9	0,68
90–100	10	0,26±0,01	52,9±1,9	1,20±0,13	13,8	0,31
<i>Запас в верхних 100 см</i>					112,8	2,74

Современные оценки не всегда учитывают характеристики плотности болот, что может приводить к ошибочным оценкам запасов, особенно в обзорных работах. В любом случае торфяные залежи, как депо углерода, является серьезной угрозой при ускорении климатических изменений (Knoblauch et al., 2013; Rein, Huang, 2021).

Имеются данные о том, что при увеличении масштабов, частоты и интенсивности пожаров в торфяниках бореальной зоны, связанное с изменением климата, приведет к общему сокращению запасов углерода в этих экосистемах (Габбасова и др., 2005; Che Azmi et al., 2021; Вомперский и др., 2024). При этом, потери ПОВ от сжигания торфа, превысили скорость накопления в некоторых глобально важных регионах, где депонируется углерод (Walker et al., 2019).

Согласно анализам общего содержания углерода и азота (приложение В) и углерода, сосредоточенного в ароматической составляющей ПОВ (приложение Г, Д), установлено, что пирогенное воздействие сыграло существенную роль в трансформации ПОВ в торфяниках. Стоит обозначить, что пожары способны приводить к трансформации торфяных почв за счет косвенного влияния, когда углистые частицы либо захватываются поверхностью болот и аккумулируются в толще, либо за счет прямого горения торфяника при подходящих условиях (периодически это происходит в результате подземного тления). Оценочные данные разнятся, но согласно обзорной работе Reisser с соавт. (2016), в пирогенной форме сосредоточено 14% мирового запаса почвенного органического материала, из которых существенная часть (половина) сосредоточена в торфяных почвах (Leifeld et al., 2018). Устойчивые к разложению пирогенные остатки в виде макроскопических частиц угля, образующиеся в результате термической трансформации ПОВ во время лесных пожаров, чаще всего являются результатом неполного жесткого окисления естественных биополимеров (Preston, Schmidt, 2006; Rein, Huang, 2021; Dymov et al., 2022a). В случае возгорания самого болота образование углерода в ароматических структурах повышается в результате процессов пиролиза (Preston, Schmidt, 2006; Дымов и др., 2021; Loisel et al., 2021). Однако, не зависимо от того, горело само болото, или оно явилось элементом экосистемы, задерживающим и аккумулирующим PyC , в данной работе установлена значимая связь между концентрацией макрочастиц угля и содержанием углерода в ароматических структурах (f_a) ($r = 0,51$, $p < 0,05$, $n = 50$). Учитывая вышеописанное, становится ясным, что повышенное содержание ароматических углеродных структур как сложных конденсированных соединений, основой которых является бензол, можно рассматривать в качестве пирогенных маркеров. Способность этих соединений сохраняться на протяжении тысячелетий позволяет рассматривать

пирогенный углерод (PyC) как форму долгосрочного поглощенного углерода в почвах.

Степень углерода, сосредоточенного в ароматических структурах (f_a), зависит от температуры пиролиза, типа сырья (например, богатая лигнином древесина дает более ароматичный PyC) и доступа кислорода. Тем не менее, в почвенных образцах трудно отличить пирогенный ароматический углерод от непирогенного. Дополнительный анализ выявил средние, однако, значимые положительные корреляции между макрочастицами угля и полициклическими ароматическими углеводородами, такими как нафталин ($r = 0,64$, $p < 0,05$, $n = 53$), бенз[к]флуорантен ($r = 0,44$, $p < 0,05$, $n = 53$) и дибенз[а, h]антраценом ($r = 0,43$, $p < 0,05$, $n = 53$). Также положительная корреляция установлена для обгоревших остатков и суммы ПАУ ($r = 0,39$, $p < 0,05$, $n = 53$). Полученные результаты свидетельствуют о формировании стабильных и устойчивых к разложению форм углерода под воздействием пожаров, что дополняет понимание взаимосвязей между пирогенной динамикой и экосистемными изменениями в процессе формирования торфяных отложений. Для того, чтобы выявить каким образом пожары влияют на почвенное органическое вещество, был проведен пирогенный эксперимент, в рамках которого органогенные горизонты почв подвергались воздействию высоких температур. Более подробное описание результатов предоставлено в следующей главе.

Полученные в работе результаты согласуются с ранее установленными пирогенными индикаторами и дополняют их. К ним относятся соотношение легких и тяжелых ПАУ < 1 (Zhang et al., 2008), что согласуется с преобладанием высокомолекулярных полиаренов в горизонтах, обогащенных древесным углем, а также значения соотношения $BaA/(BaA + CHR)$, превышающие $> 0,35$ (Yunker et al., 2002), что дополнительно подтверждает пирогенное происхождение данных соединений в слоях с обильным макроскопическим углем. В рамках настоящего исследования не выявлено сильной корреляции между углистыми остатками и соотношениями ПАУ, характерными для пирогенных источников. На сегодняшний день к таким относятся $FLA/(FLA + PYR) > 0,5$ (Lawal, 2017; Ghety et al., 2021), $(FLA + PYR)/(PHE + CHR) > 0,5$ (Хаустов, Редина, 2012; Khalikov, 2018) и $ANT/(ANT + PHE) > 0,1$ (Yakovleva et al., 2025). В рамках расчета отношений низкомолекулярных (нмПАУ) к высокомолекулярным (вмПАУ) ПАУ (Дудникова и

др., 2020) не было установлено достоверных корреляций с содержанием макрочастиц угля. При этом в горизонтах с высоким содержанием макрочастиц угля установлены максимальные концентрации ПАУ. Качественный состав ПАУ в этих аномальных слоях принципиально отличается от фонового. Наблюдается резкое увеличение доли высокомолекулярных 4-6 ядерных соединений, включая бенз(b)флуорантен, бенз(g,h,i)перилен и индено(1,2,3-cd)пирен, которые являются надежными маркерами пирогенного происхождения. Сложности расчетов отношений ПАУ придают долгосрочные изменения ПОВ под влиянием биогенных и абиогенных процессов на протяжении тысячелетий. В результате проведенных исследований установлены средние и слабые связи между концентрацией макрочастиц угля и соотношений ПАУ для FLA/PYR ($r = 0,39$, $p < 0,05$) и BaA/CHR ($r = 0,22$, $p < 0,05$).

В результате непараметрического дисперсионного анализа (критерий Краскела–Уоллиса с апостериорным попарным сравнением с применением теста Данна с поправкой Холма), установлено, что содержание макроскопических частиц угля имеет статистически значимую зависимость с суммарной концентрацией ПАУ ($H = 8,84$, $df = 2$; $p = 0,012$), долей 13C в ароматических структурах ($H = 16,13$, $df = 2$; $p < 0,001$) и степенью разложения органических остатков ($H = 15,19$, $df = 2$; $p < 0,001$) (рисунок 43).

В результате проведенных исследований выявлено значимое влияние пирогенного фактора на трансформацию органического вещества почв торфяных залежей, которое проявляется в формировании устойчивых к разложению соединений углерода. Установленные связи между содержанием макрочастиц угля, степенью ароматичности углерода и индивидуальными ПАУ свидетельствуют о том, что пожары, наряду с косвенным воздействием, оказывают долгосрочное влияние на химический состав и свойства торфяных залежей. Из-за длительных постгенетических процессов сложно идентифицировать соединения исключительно пирогенного происхождения. Несмотря на вероятностный характер данных, полученная информация однозначно указывает на важную роль пожаров в аккумуляции и стабилизации углерода в болотных экосистемах.

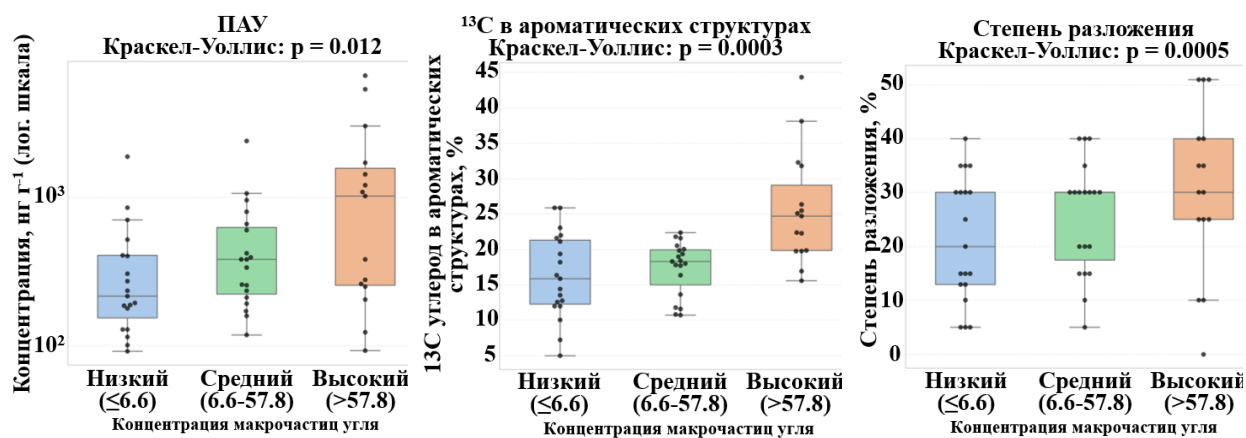


Рисунок 43. Концентрация ПАУ, степень ароматичности (fa) и степень разложения органического вещества в группах с разным содержанием макрочастиц угля.

ГЛАВА 4. ТРАНСФОРМАЦИЯ ОРГАНОГЕННЫХ ГОРИЗОНТОВ ПОЧВ В РЕЗУЛЬТАТЕ ВОЗДЕЙСТВИЯ ПОЖАРОВ (ЛАБОРАТОРНЫЙ ЭКСПЕРИМЕНТ)

Как глобальное явление, пожары дестабилизируют компоненты биосферы и регулируют их функционирование, формируя новые послепожарные экосистемы (Думов, 2020; Bryanin et al., 2020; Краснощеков, Чередникова, 2022). Ожидается, что глобальное потепление приведет к увеличению частоты и масштабов пожаров в экосистемах высоких широт (Hu et al., 2015; Young et al., 2017; Chen et al., 2021). Из-за изменения климата, пожары в европейской части России распространяются все больше на север, затрагивая большие территории, которые в прошлом реже подвергались лесным пожарам. Известно, что на территории республики большинство лесных пожаров возникло по вине человека или в результате ударов молний (Коми лесопожарный центр..., 2024). Для детального изучения трансформации почвенных характеристик под пирогенным воздействием был организован лабораторный эксперимент, имитирующий условия природного пожара. Объектами исследования выступили органогенные горизонты почв, отобранные в трёх типичных для бореальной зоны экосистемах: сосняке лишайниковом, ельнике зеленомошном и верховом болоте. Выбор данных биотопов обусловлен их репрезентативностью для северо-востока европейской части России, а также широким распространением аналогичных органогенных почв в пределах всей бореальной зоны.

Органогенные горизонты характеризуются повышенной уязвимостью к низовым пожарам, возникающим в периоды продолжительной засухи. Проведение эксперимента на данных образцах позволяет моделировать процессы, актуальные для значительной части лесных и болотных ландшафтов умеренных и высоких широт бореальной зоны.

4.1. Исходный состав и изменение физико-химических свойств органогенных горизонтов в рамках лабораторного эксперимента

Экспериментально определить, как трансформируются органогенные горизонты почв в результате влияния пожаров крайне затруднительно. Все благодаря крайне высокой вариативности параметров растительности как топлива, параметров рельефа, гидрологического режима и изменчивости погодных условий. Для корректного анализа и возможности сопоставить данные эксперимент проводился при определенных условиях, таких как синхронное возникновение пожара, одинаковые температурные условия (исходные образцы и подверженные температурам в 200, 300 и 500 °C) и продолжительность времени в три часа. Данные условия были применены для горения с дефицитом и доступом кислорода. Широко известно, что при нагревании происходят физико-химические изменения, органический материал подвергается частичной термической деструкции, обугливанию (образованию "черного углерода") или полному окислению до CO₂ и H₂O в зависимости от температуры и концентрации кислорода в окружающей среде (Fernández et al., 1997; Gleixner et al., 2001; Ngole-Jeme, 2019). Стоит озвучить, что при пожарах чаще образуются продукты неполного сгорания и крайне редко органический материал сгорает до простых соединений (Santin et al., 2016; Deldicque, Rouzaud, 2020; Rein, Huang, 2021).

Для получения качественных показателей состава опада (топлива) подгоризонт O(L) для каждого типа лесных подстилок был разобран на фракции для выявления массовой доли отдельных растительных компонентов (таблица 6). Для сосняка лишайникового выделено два состава в подгоризонте O(L). В первом случае O(L)–I доля лишайника составляет 22%, в то время как в O(L)–II преобладает лишайник 51%.

Таблица 6. Фракционный состав растительных остатков изученных органогенных горизонтов (% от общей массы) (n = 15)

Тип подгоризонта	Мох	Лишайник	Листва	Хвоя	Кора	Ветки
Деятельный горизонт (акротелм) торфяной почвы						
Акротелм	90±0,3	–	–	–	–	10±0,1
Органогенный горизонт почв в сосняке лишайниковом						
O(L)–I	31 ± 0,4	22 ± 0,4	–	21 ± 0,1	12 ± 0,1	14 ± 0,3
O(L)–II	19 ± 0,2	51 ± 1,0	–	13 ± 0,1	8 ± 0,1	9 ± 0,2
Органогенный горизонт почв в ельнике зеленомошном						
O(L)	45 ± 0,4	–	18 ± 0,2	13 ± 0,1	9 ± 0,2	15 ± 0,2

В результате проведенного эксперимента, с известными параметрами было установлена потеря общей массы образца и пересчет на потерю углерода (рисунок 44). В условиях дефицита кислорода в органогенных почвах сосняка лишайникового потери массы при прокаливании демонстрировали постепенное увеличение с ростом температуры: от $7,8 \pm 1,3$ – $11,0 \pm 0,6\%$ при $200\text{ }^{\circ}\text{C}$ до $32,7 \pm 2,3$ – $45,2 \pm 2,6\%$ при $300\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $53,8 \pm 0,3$ – $63,3 \pm 0,6\%$ при $500\text{ }^{\circ}\text{C}$. Сравнительный анализ показал, что образцы ельника характеризовались более высокими потерями массы ($11,6 \pm 1,4$ – $12,2 \pm 2,8\%$) при $200\text{ }^{\circ}\text{C}$ по сравнению с сосняком, однако при более высоких температурах (300 и $500\text{ }^{\circ}\text{C}$) наблюдалась обратная тенденция с меньшими значениями потерь ($28,8 \pm 0,5$ – $37,9 \pm 0,7\%$ и $45,7 \pm 0,3$ – $56,8 \pm 0,7\%$ соответственно). Наибольшая степень термического разложения была установлена для торфа, где потери массы достигали $18,3 \pm 1,2\%$ при $200\text{ }^{\circ}\text{C}$, $44,6 \pm 0,5\%$ при $300\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $64,9 \pm 2,9\%$ при $500\text{ }^{\circ}\text{C}$, что свидетельствует о его повышенной лабильности при термическом воздействии по сравнению с исследованными лесными почвами.

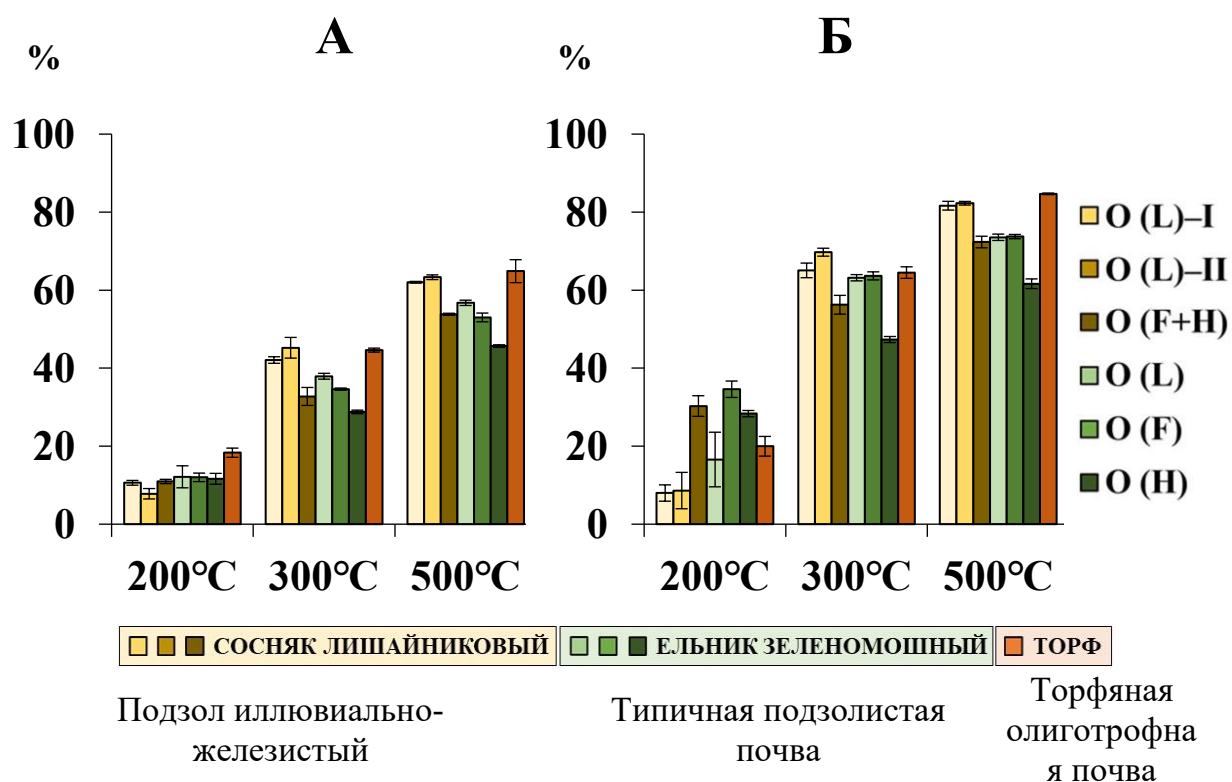


Рисунок 44. Доля потерь по массе исследуемых органогенных подгоризонтов. А – в условиях дефицита кислорода, Б – в условиях доступа кислорода.

В условиях доступа кислорода для подстилок сосняка и ельника были характерны относительно высокие потери массы уже при 200 °С, достигавшие 30,3±2,6–34,6±2,1%. При температурах 300 °С и 500 °С все образцы, за исключением горизонта О(Н) ельника, показали интенсивное разложение с потерями массы от 63,2±0,8% до 82,3±0,5%. При этом подгоризонт О(Н) ельника отличался заметно меньшей лабильностью на всех ступенях нагрева (28,3±0,8% при 200 °С, 47,3±0,8% при 300 °С и 61,6±1,2% при 500 °С). Наибольшая степень термической деструкции была зафиксирована для торфа, где потери массы достигли 84,7±0,2% при 500 °С, что подтверждает его крайне высокую реакционную способность и лабильность органического вещества при воздействии высоких температур, по сравнению с остальными органогенными подгоризонтами.

Было выявлено, что большая доля потери от изначальной массы характерна для верхних подгоризонтов подстилок. Наблюдаемые различия в потерях массы между образцами сосняка, ельника и торфа вероятнее всего в большей степени обусловлены различным фракционным составом растительного и полуразложившегося материала. Известно, что потеря при 200 °С в большей степени связана с дегидратацией, тогда как значительная потеря массы при 300 и 500 °С объясняется разрушением и дальнейшим высвобождением органического вещества (Iglesias et al., 1997). Как показали предыдущие исследования, большая часть углерода может быть потеряна при более низких температурах, а органические вещества способны улетучиваются уже при температурах от 200 до 315 °С (Lide, 2004). Известно, что органический углерод наиболее интенсивно начинает выгорать при температуре близкой к 500 °С (Giovanni et al., 1988).

Основные трансформации при относительно низкотемпературных воздействиях (≤ 200 °С) преимущественно затрагивают биологические свойства почв (Santín & Doerr, 2016). При этом сопутствующие изменения наблюдаются в ключевых физико-химических характеристиках, включая повышение гидрофобных характеристик почвенного покрова (подстилки) и агрегативную устойчивость (Negri et al., 2021). Установлено, что изменения органогенных горизонтов вследствие низкоинтенсивных пирогенных воздействий способствует активизации микробиологической деятельности (Wang et al., 2012).

При температурах выше 200 °С ключевое влияние на свойства почвы оказывает сгорание органического вещества (ПОВ) с образованием пирогенных соединений и повышение pH. Сдвиг pH в щелочную область, согласующийся с данными Certini (2005), объясняется деградацией соединений органогенного горизонта и её озолением (Santín et al., 2012). Для исследуемых образцов при доступе кислорода выявлено заметное повышение значений pH при влиянии высоких температур (таблица 7). Исходные образцы сосняка лишайникового характеризовались слабокислой реакцией среды (pH $4,9 \pm 0,05$ – $5,1 \pm 0,14$), однако термическая обработка вызвала последовательное увеличение pH: до более слабокислых значений ($5,4 \pm 0,03$ – $5,6 \pm 0,07$) при 200 °С, нейтральных и слабощелочных ($6,9 \pm 0,10$ – $8,4 \pm 0,24$) при 300 °С и сильнощелочных ($8,7 \pm 0,42$ – $10,0 \pm 0,42$) при 500 °С. Аналогичная тенденция наблюдалась для ельника зеленомошного, где исходный pH ($5,1 \pm 0,07$ – $5,2 \pm 0,08$) возрастал до $5,3 \pm 0,02$ – $5,6 \pm 0,16$ при 200 °С, $6,7 \pm 0,24$ – $7,6 \pm 0,25$ при 300 °С и $7,4 \pm 0,30$ – $8,8 \pm 0,30$ при 500 °С, демонстрируя менее выраженное ощелачивание по сравнению с сосняком. Наиболее резкий сдвиг значений реакции среды (pH) зафиксирован в торфяных почвах, где от исходных $4,6 \pm 0,04$ значения возрастали до $4,8 \pm 0,07$ при 200 °С, $6,6 \pm 0,28$ при 300 °С и $9,2 \pm 0,32$ при 500 °С, что указывает на интенсивную минерализацию органического вещества при высокотемпературном воздействии.

В результате проведенных исследований в условиях доступа кислорода было установлено резкое повышение реакции среды, когда в исходных образцах слабокислые значения pH ($4,9 \pm 0,1$ – $5,2 \pm 0,1$) возрастали с повышением температуры, достигая сильнощелочных значений при 500 °С (таблица 8). Наиболее интенсивное повышение значений pH было характерно для образцов органогенных горизонтов подзолов иллювиально-железистых (сосняк) и типичных подзолистых почв (ельник), где значения варьировали $10,2 \pm 0,1$ – $10,5 \pm 0,1$, тогда как для торфяной почвы значения достигали $10,9 \pm 0,1$. Анализ элементного состава выявил значительное снижение значений углерода и азота при 500 °С во всех образцах (например, до $1,04 \pm 0,24$ – $3,2 \pm 0,5\%$ для углерода), что указывает на практически полное выгорание органического материала при экстремальном термическом воздействии в экспериментальных условиях. Соотношение C:N демонстрировало нелинейную динамику, существенно снижаясь при 300 °С, что связано с относительным

накоплением азота на промежуточных стадиях пиролиза, и вновь возрастающая при 500 °С вследствие преимущественных потерь азотистых соединений. Полученные данные однозначно свидетельствуют о глубокой трансформации и минерализации органического вещества под воздействием высоких температур при доступе кислорода.

Известно, что лесные пожары способны усиливать щелочность за счет накопления карбонатов (Ulery et al., 1993) и улетучивания низкомолекулярных кислот. Резкое подщелачивание при 300–500 °С, вероятно, связано с денатурацией органических кислот и выделением оснований, что согласуется с исследованиями Прокушкина и Токаревой (2007). Миграция продуктов горения в минеральные горизонты может вызвать временные, но значимые изменения свойств почв. Повышение pH, повышающее качество кислых нижележащих почв (Дымов, 2020), можно рассматривать как позитивный эффект (Pellegrini et al., 2021).

Корреляция удельной электропроводности почв и органогенных горизонтов с их свойствами, влияющими на продуктивность сельскохозяйственных культур, широко признана (Grisso et al., 2009; Mylavarapu et al., 2020). Измерение УЭП дает информацию о свойствах почвы, таких как текстура, условия дренажа, емкость катионного обмена и другие (Corwin и Lesch, 2005; Grisso et al., 2009). УЭП почв определяет соленость почв и, следовательно, их способность передавать электричество в водном растворе. Для исследуемых образцов установлены значения электропроводности для исходных, для подвергшихся 200, 300 и 500 °С (таблица 7). В сосняке лишайниковом в подгоризонте O(L)–I исходная УЭП составила $235,5 \pm 2,0$ мкСм·см⁻¹. При нагреве до 200 °С наблюдалось увеличение до $289,0 \pm 5,7$ мкСм·см⁻¹, тогда как при 300 °С значение снизилось до $135,9 \pm 10,1$ мкСм·см⁻¹, а при 500 °С резко возросло до $455,0 \pm 34,3$ мкСм·см⁻¹. Аналогичная динамика зафиксирована в подгоризонте O(L)–II: исходное значение $214,0 \pm 0,8$ мкСм·см⁻¹, при 200 °С – $297,00 \pm 0,01$ мкСм·см⁻¹, при 300 °С – $141,7 \pm 0,2$ мкСм·см⁻¹, при 500 °С – $461,0 \pm 26,9$ мкСм·см⁻¹. В подгоризонте O(F+H) значения УЭП были выше, но тенденция сохранилась: исходное значение $525,5 \pm 3,7$ мкСм·см⁻¹, при 200 °С – $836,0 \pm 9,0$ мкСм·см⁻¹, при 300 °С – снижение до $428,5 \pm 33,1$ мкСм·см⁻¹, а при 500 °С – $751,0 \pm 6,5$ мкСм·см⁻¹.

Таблица 7. Результаты анализа pH, удельной электропроводности и содержания углерода и азота в условиях дефицита кислорода.

Образец	pH	УЭП, мкСм см ⁻¹	C, % ω±Δ	N, % ω±Δ	C:N	C _{сво} мг дм ⁻³	N _{сво}	δ ¹³ C, ‰	δ ¹⁵ N, ‰
Подзол иллювиально-железистый O(L)-I (сосняк лишайниковый)									
Исходный	4,89±0,05	236±2	43,4±1,4	0,63±0,02	79,9	818	20,3	-28,51±0,20	-4,07±0,01
200 °C	5,35±0,03	289±6	49,6±0,8	0,72±0,03	80,1	679	7,1	-28,96±0,71	-3,67±0,21
300 °C	6,88±0,10	136±10	66,6±0,8	1,11±0,03	69,8	25,0	0,4	-29,52±0,04	-3,89±0,07
500 °C	8,91±0,53	455±34	76,4±0,6	1,30±0,01	68,8	38,2	0,1	-29,72±0,03	-3,31±0,06
Подзол иллювиально-железистый O(L)-II (сосняк лишайниковый)									
Исходный	5,02±0,08	214,0±0,8	43,51±0,26	0,54±0,01	93,3	623	22,6	-28,06±0,01	-4,19±0,07
200 °C	5,59±0,07	297,00±0,01	48,30±0,14	0,60±0,02	93,5	786	7,2	-28,20±0,06	-4,23±0,01
300 °C	7,43±0,59	141,7±0,2	67,2±0,8	1,02±0,02	76,6	18,5	0,4	-28,51±0,05	-3,77±0,06
500 °C	8,68±0,42	461±27	77,4±1,6	1,25±0,02	72,0	40,3	0,1	-28,84±0,02	-3,14±0,03
Подзол иллювиально-железистый O(F+H) (сосняк лишайниковый)									
Исходный	5,12±0,14	526±4	46,7±0,5	1,02±0,03	53,6	831	41,8	-28,67±0,03	-0,94±0,12
200 °C	5,49±0,14	836±9	53,2±1,4	1,20±0,04	51,6	1000	22,4	-29,03±0,02	-1,08±0,05
300 °C	8,40±0,24	428±33	63,8±0,4	1,56±0,02	47,8	102	1,3	-29,30±0,01	-1,24±0,06
500 °C	10,00±0,02	751±7	51±6	1,2±0,2	47,8	80,2	0,4	-29,32±0,01	-1,21±0,06
Типичная подзолистая почва O(L) (Ельник зеленомошный)									
Исходный	5,20±0,08	149,9±3,0	45,62±0,09	1,72±0,04	30,9	345	10,3	-30,34±0,03	-2,08±0,08
200 °C	5,63±0,16	241,7±1,2	51,35±0,21	1,74±0,02	34,5	226	4,5	-30,65±0,03	-2,73±0,05
300 °C	6,67±0,24	67,5±1,1	62,3±0,3	2,18±0,04	33,3	21,0	0,4	-30,93±0,03	-2,36±0,03
500 °C	7,36±0,14	247±29	68,2±0,4	2,03±0,03	39,1	15,3	0,1	-30,8±0,4	-1,70±0,04
Типичная подзолистая почва O(F) (Ельник зеленомошный)									
Исходный	5,13±0,07	253±6	44,8±0,2	1,82±0,01	28,7	380	24,1	-29,59±0,03	-0,96±0,05
200 °C	5,26±0,02	594±18	51,1±0,3	2,04±0,01	29,3	740	22,0	-29,83±0,02	-1,64±0,08
300 °C	7,59±0,25	287±34	60,6±0,1	2,62±0,02	27,0	69,4	1,3	-30,11±0,05	-1,28±0,04
500 °C	8,83±0,30	455±4	63,5±1,0	2,48±0,04	29,9	33,1	0,4	-30,09±0,05	-0,54±0,01
Типичная подзолистая почва O(H) (Ельник зеленомошный)									
Исходный	5,09±0,07	157,3±2,1	39,5±0,3	1,59±0,01	28,9	273	12,4	-28,59±0,04	1,16±0,03
200 °C	5,35±0,03	384±38	46,2±0,3	1,84±0,03	29,2	409	17,0	-28,88±0,03	0,51±0,05
300 °C	6,80±0,28	114±8	50,5±0,5	2,15±0,06	27,4	14,6	0,4	-29,08±0,02	0,82±0,04
500 °C	7,41±0,30	194±6	49,0±0,6	1,94±0,03	29,4	13,8	0,1	-28,94±0,02	1,28±0,03
Торфяная олиготрофная почва (акротелм)									
Исходный	4,60±0,04	180±14	-	-	-	415	8,6	-	-
200 °C	4,77±0,07	270±21	-	-	-	449	3,5	-	-
300 °C	6,60±0,45	111±7	-	-	-	29,0	0,4	-	-
500 °C	9,23±0,32	571±12	-	-	-	42,2	0,1	-	-

В ельнике зеленомошном для подгоризонта O(L) исходная УЭП составила $149,9 \pm 3,02$ мкСм·см⁻¹, при 200 °С увеличилась до $241,7 \pm 1,20$ мкСм·см⁻¹, при 300 °С резко снизилась ($67,5 \pm 1,11$ мкСм·см⁻¹), а при 500 °С вновь возросла до $247,0 \pm 29,46$ мкСм·см⁻¹. В подгоризонте O(F) исходное значение $253,0 \pm 5,86$ мкСм·см⁻¹ при 200 °С достигло $594,3 \pm 18,41$ мкСм·см⁻¹, затем снизилось до $287,3 \pm 33,8$ мкСм·см⁻¹ при 300 °С и вновь увеличилось до $454,7 \pm 4,10$ мкСм·см⁻¹ при 500 °С. В подгоризонте O(H) исходная УЭП ($157,3 \pm 2,07$ мкСм·см⁻¹) при 200 °С возросла до $384,0 \pm 38,51$ мкСм·см⁻¹, при 300 °С снизилась до $113,8 \pm 7,92$ мкСм·см⁻¹, а при 500 °С составила $194,3 \pm 6,48$ мкСм·см⁻¹. В торфяной почве наблюдалась схожая динамика: исходное значение $180,0 \pm 14,01$ мкСм·см⁻¹, при 200 °С – $270,3 \pm 21,17$ мкСм·см⁻¹, при 300 °С – снижение до $111,2 \pm 6,94$ мкСм·см⁻¹, а при 500 °С – резкое увеличение до $570,7 \pm 12,25$ мкСм·см⁻¹. Во всех исследованных подгоризонтах и торфяной почве при 200 °С наблюдается увеличение УЭП, что может быть связано с термическим разложением органического вещества и высвобождением растворимых соединений. При 300 °С происходит снижение УЭП, вероятно, вследствие деградации низкомолекулярных органических соединений и улетучивания продуктов пиролиза. При 500 °С в большинстве случаев фиксируется резкий рост УЭП, что может быть связано с высвобождением зольных элементов и минерализацией органического вещества. В условиях доступа кислорода наблюдаются схожие закономерности. Параллельно с повышением значений щелочности происходило резкое увеличение удельной электропроводности при 500 °С, особенно выраженное в торфе ($12160 \pm 78,2$ мкСм см⁻¹), что на порядки превышало исходные показатели и свидетельствовало об интенсивной минерализации органического вещества и высвобождении растворимых солей.

Увеличение значений УЭП, наряду с повышением pH от кислого к щелочному в результате пожара, способно привести к усилению разложения и более насыщенному обмену веществ в почвах при их постпирогенном восстановлении (Randolph et al., 2017). Результаты нашего эксперимента привели к аналогичным изменениям в органогенных горизонтах в результате пожаров. Полученные результаты соответствуют литературным данным (Iglesias et al., 1997; Прокушкин, Токарева, 2007; Lucas-Borja et al., 2021).

Таблица 8. Результаты анализа pH, удельной электропроводности и содержания углерода и азота в условиях доступа кислорода.

Образец	рН	УЭП, мкСм см ⁻¹	С, %	N, %	C:N
			ω±Δ	ω±Δ	
Подзол иллювиально-железистый O(L)–I (сосняк лишайниковый)					
Исходный	4,9±0,1	236±2	43±1	0,63±0,02	80
200 °С	5,6±0,1	136,9±0,9	51±2	0,92±0,10	65
300 °С	6,3±0,1	476±4	48±2	2,2±0,3	25
500 °С	10,4±0,1	2300±14	1,7±0,4	0,04±0,01	54
Подзол иллювиально-железистый O(L)–II (сосняк лишайниковый)					
Исходный	5,0±0,1	214,0±0,8	43,5±0,3	0,54±0,01	93
200 °С	6,5±0,1	107,4±0,7	48±2	0,67±0,07	84
300 °С	6,7±0,1	335±2	56±2	2,0±0,2	33
500 °С	10,2±0,1	1895±12	2,2±0,3	0,04±0,01	67
Подзол иллювиально-железистый O(F+H) (сосняк лишайниковый)					
Исходный	5,1±0,1	526±4	46,7±0,5	1,02±0,02	54
200 °С	7,1±0,1	60,9±0,4	50±2	1,5±0,2	38
300 °С	6,7±0,1	246±2	39±1	2,2±0,3	21
500 °С	9,4±0,1	468±3	1,0±0,2	0,06±0,01	20
Типичная подзолистая почва O(L) (Ельник зеленомошный)					
Исходный	5,2±0,1	150±3	45,6±0,1	1,72±0,04	31
200 °С	6,2±0,1	610±4	47±2	2,0±0,2	28
300 °С	8,9±0,1	1734±11	33±1	3,4±0,4	11
500 °С	10,5±0,1	1942±12	1,9±0,4	0,03±0,01	69
Типичная подзолистая почва O(F) (Ельник зеленомошный)					
Исходный	5,1±0,1	253±6	44,8±0,2	1,82±0,01	29
200 °С	7,1±0,1	323±2	50±2	3,1±0,3	19
300 °С	7,9±0,1	993±6	34±1	4,5±0,5	9
500 °С	9,1±0,1	1171±7	1,4±0,3	0,08±0,02	22
Типичная подзолистая почва O(H) (Ельник зеленомошный)					
Исходный	5,1±0,1	157±2	39,5±0,3	1,59±0,01	29
200 °С	6,4±0,1	159±1	36±1	2,5±0,3	17
300 °С	6,7±0,1	391±2	18,9±0,7	2,3±0,3	10
500 °С	7,1±0,1	485±3	3,0±0,4	0,19±0,04	18
Торфяная олиготрофная почва (акротелм)					
Исходный	4,6±0,1	180,0±0,8	-	-	-
200 °С	5,0±0,1	209±1	51±2	0,59±0,12	100
300 °С	5,8±0,1	136,3±0,9	60±2	1,4±0,2	49
500 °С	10,9±0,1	12160±78	3,2±0,5	0,08±0,02	49

УПП играет важную роль в процессах, происходящих в органогенных горизонтах почвы, включая сорбцию веществ, водоудерживающую способность и процессы химической реакции. Сорбционная способность почвы может изменяться в зависимости от структуры и содержания органического вещества в почве. Вероятно, это связано с соотношением УПП и общих физических свойств почвы. Общая УПП является фактором, который может связать текстуру среды с физическими и химическими свойствами. Для образцов, подвергшихся горению в условиях дефицита кислорода, были проведены измерения УПП. Результатом наших исследований стало значительное увеличение значений УПП, вызванное трансформацией материалов органогенных горизонтов в результате горения (рисунок 45).

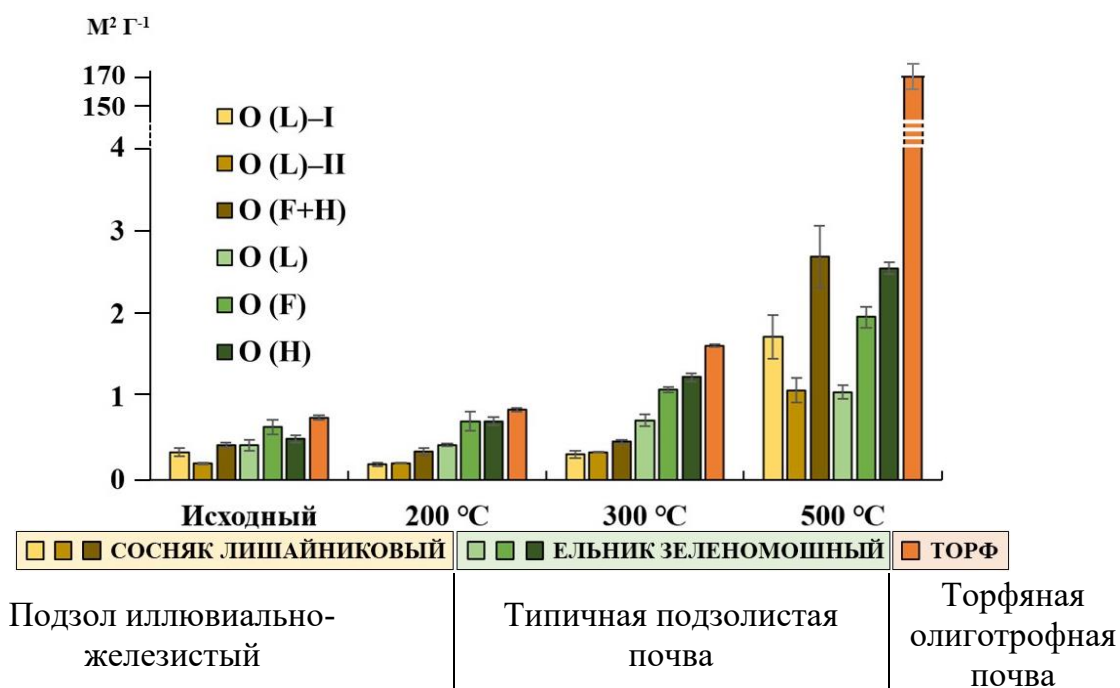


Рисунок 45. Удельная площадь поверхности исследуемых подгоризонтов (среднее $\pm$ стандартная ошибка, $n=3$).

Исходные значения УПП для образцов сосняка лишайникового составляли 0,2–0,4 $\text{м}^2 \cdot \text{г}^{-1}$. В результате термического воздействия наблюдалось увеличение данного показателя в 5–6 раз, достигая 1,1–2,7 $\text{м}^2 \cdot \text{г}^{-1}$. Для образцов ельника зеленомошного в подгоризонте свежего опада (O(L)) УПП увеличилась в 2,5 раза – с 0,4 $\text{м}^2 \cdot \text{г}^{-1}$ до 1,1 $\text{м}^2 \cdot \text{г}^{-1}$. В ферментированном подгоризонте (O(F)) зафиксирован рост в 3,1 раза (от 0,6 $\text{м}^2 \cdot \text{г}^{-1}$ до 2,0 $\text{м}^2 \cdot \text{г}^{-1}$). Наибольшее изменение отмечено в гумусированном горизонте (O(H)), где УПП возросла в 5,2 раза – с 0,5 $\text{м}^2 \cdot \text{г}^{-1}$ до 2,5

$\text{м}^2 \cdot \text{г}^{-1}$. Наиболее значительное увеличение УПП выявлено в торфяных образцах. Исходное значение ($0,75 \text{ м}^2 \cdot \text{г}^{-1}$) при 200°C изменилось незначительно ($0,8 \text{ м}^2 \cdot \text{г}^{-1}$), при 300°C увеличилось до $1,6 \text{ м}^2 \cdot \text{г}^{-1}$, а при 500°C наблюдался резкий рост – до $171,6 \text{ м}^2 \cdot \text{г}^{-1}$.

Сорбционная способность минеральных горизонтов, вероятно, увеличится в результате смешивания с органогенными горизонтами, с высокими значениями УПП. Известно, что во время пожаров органическое вещество почв претерпевает ряд изменений, которые включают свободное испарение влаги при $>100^\circ\text{C}$, деградацию и разложение лигнина и гемицеллюлозы между 130 и 200°C , химическую дегидратацию целлюлозы при 280°C , горение при 500°C (Chandler, 1983; Rabenhorst, 1988). Вероятно, повышение УПП связано с образованием наноразмерных пор с большой площадью поверхности в содержимом обугленных органогенных горизонтов. Выявлено, что с повышением температуры значительно растёт УПП для торфяных образцов. Данные результаты согласуются с литературными данными (Wu et al., 2020, 2021), в которых помимо повышения гидрофобности указан рост УПП уже при 300°C . При 500°C для торфа установлено значительное повышение УПП, что вероятно связано с формированием значительно более пористой структуры с УПП до $171 \pm 5,9 \text{ м}^2 \text{ г}^{-1}$.

Результаты исследования демонстрируют, что температурное воздействие вызывает изменения всех изученных параметров почвы. Полученные данные позволяют предположить, что наблюдаемые модификации почвенных свойств могут способствовать частичному улучшению качества почвы, что потенциально способствует восстановлению напочвенного покрова и регенерации органогенных горизонтов, особенно на начальных стадиях постпирогенной сукцессии. Согласно литературным данным (Дымов и др., 2018; Ngole-Jeme, 2019), в первые месяцы после пожара продукты пирогенной трансформации органического вещества с различной степенью интенсивности мигрируют в минеральные горизонты. В этой связи особую актуальность приобретает вопрос о влиянии пирогенно-модифицированных свойств органогенных горизонтов на характеристики подстилающих минеральных почвенных слоев.

4.2. Изменение органического вещества почв в ходе лабораторного эксперимента

Экспериментальные данные свидетельствуют о значительном влиянии высокотемпературного воздействия на все исследуемые параметры органогенных горизонтов бореальных почв, причем степень изменений находилась в прямой зависимости от интенсивности термического воздействия. Наибольший научный интерес представляют выявленные трансформации ПОВ, вызванные пироженным фактором, поскольку данные изменения с высокой вероятностью окажут существенное влияние на свойства подстилающих минеральных горизонтов почвенного профиля.

В результате исследований выявлены значимые изменения содержания водорастворимых форм углерода ($C_{\text{вов}}$) и азота ($N_{\text{вов}}$) в органогенных горизонтах под пироженным воздействием с дефицитом кислорода, при этом максимальные концентрации $C_{\text{вов}}$ (до 25 мг дм⁻³) наблюдались при 200 °С с последующим снижением при более высоких температурах (таблица 7). Содержание $N_{\text{вов}}$ достигало максимума в исходных образцах, уменьшаясь после термического воздействия в 10–34 раза в зависимости от типа подстилки и длительности нагрева, при этом в сосняке при 200 °С отмечались более низкие концентрации $N_{\text{вов}}$ по сравнению с ельником, особенно в верхних подгоризонтах свежего опада (O(L)), где также фиксировалось максимальное соотношение $C_{\text{вов}}/N_{\text{вов}}$. Термическая трансформация сопровождалась образованием неорганических форм углерода (карбонаты, бикарбонаты, угольные частицы) и резким (в 69–715 раз) ростом его водорастворимых форм, наиболее выраженным в верхних подгоризонтах.

В результате анализа изотопного состава органогенных подгоризонтов бореальных почв полученные данные свидетельствуют об относительно слабом смещении значений $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{15}\text{N}$ при пироженном воздействии в условиях дефицита кислорода (таблица 7). В исходных условиях значения $\delta^{13}\text{C}$ в подгоризонтах лишайникового сосняка варьировали в диапазоне от –28,06‰ до –28,67‰, тогда как в зеленомошном ельнике наблюдался более широкий разброс показателей - от –30,34‰ в подгоризонте O(L) до –28,59‰ в O(H). Аналогичная картина отмечалась

для изотопного состава азота: в сосняке исходные значения $\delta^{15}\text{N}$ составляли от $-4,19\text{‰}$ до $-0,94\text{‰}$, в ельнике - от $-2,08\text{‰}$ до $+1,16\text{‰}$.

Термическое воздействие вызвало постепенное облегчение изотопного состава углерода со средним снижением $\delta^{13}\text{C}$ на $0,8\text{‰}$ в сосняке и $0,4\text{‰}$ в ельнике, при этом минимальные значения для подгоризонтов O(L) и O(H) ельника фиксировались при $300\text{ }^{\circ}\text{C}$. Динамика $\delta^{15}\text{N}$ характеризовалась более сложной зависимостью: в ельнике наблюдалось увеличение значений при $500\text{ }^{\circ}\text{C}$ с одновременным уменьшением при $200\text{--}300\text{ }^{\circ}\text{C}$, тогда как в сосняке отмечалась разнонаправленная реакция разных подгоризонтов - увеличение $\delta^{15}\text{N}$ в O(L)–I и O(L)–II при снижении показателей в O(F+H). Полученные результаты свидетельствуют о сложном характере трансформации изотопного состава органического вещества при воздействии высоких температур, что затрудняет выдвижение каких-либо достоверных предположений. Вероятно, преимущественно облегчение изотопного состава происходит из-за термической деградации естественных биополимеров, которые обогащены ^{13}C (Alexis et al., 2010).

Трансформация органического вещества при воздействии высоких температур ($200\text{--}500\text{ }^{\circ}\text{C}$) существенно зависит от количества и влажности топлива (материала органогенных горизонтов), температуры горения и концентрации кислорода в окружающей среде (Frandsen, 1997; Gleixner, 2001; Ngole-Jeme, 2019). В условиях низкоинтенсивных пожаров происходит неполное разложение органического материала (Jian et al., 2018) с образованием устойчивых органических соединений, таких как ПАУ (Геннадиев и др., 2015; Дымов et al., 2022b; Горбач и др. 2024). Попавшие на почвенную поверхность полиарены подвергаются двум противоположным процессам: иммобилизации за счет сорбции на органическом веществе и мобилизации через миграцию, биodeградацию и биотрансформацию (Lodygin et al., 2021). Благодаря умеренной гидрофобности ПАУ и выраженной сорбционной емкости гумифицированных горизонтов, эти соединения преимущественно аккумулируются в органогенном горизонте, причем их вертикальная миграция в минеральные горизонты ограничена и происходит главным образом за счет механического переноса (Atanassova, Brümmer, 2004; Дымов и др., 2014). Тем не менее, исследования показывают возможность ограниченного перехода продуктов пиролиза в верхние минеральные горизонты в первые месяцы

после пожара (Dymov et al., 2018; Ngole-Jeme, 2019), что приводит к относительно равномерному распределению пирогенных остатков в хорошо разложившихся органогенных горизонтах почвенного профиля.

Результаты анализа полициклических ароматических углеводородов (ПАУ) в органогенных подгоризонтах почв сосняка лишайникового, ельника зеленомошного и акротелма торфяной олиготрофной почвы представлены в таблицах 9 и 10. В условиях дефицита кислорода в сосняке лишайниковом выявлены значительные различия в содержании ПАУ между исходными образцами подгоризонтов O(L)–I и O(L)–II. В подгоризонте O(L)–I, характеризующемся меньшим содержанием лишайников, был обнаружен практически полный спектр определяемых полиаренов (за исключением аценафтена, пирена и дибензо[a,h]антрацена с общим содержанием $340,9 \pm 120,1$ нг г⁻¹). В то же время в образце O(L)–II с преобладанием лишайниковой фракции концентрация ПАУ оказалась в 1,5 раза ниже ($219,5 \pm 71,8$ нг г⁻¹), что согласуется с данными литературы о меньшей аккумуляционной способности лишайников по сравнению с мхами в отношении ПАУ (Яковлева и Габова, 2020). Преобладание легких соединений ПАУ в исходных образцах O(L) сосняков лишайниковых, а также наблюдаемые межподгоризонтные различия в содержании полиаренов могут быть обусловлены спецификой фракционного состава органического вещества и особенностями биогеохимических процессов в исследуемых экосистемах. Анализ ПАУ выявил существенно более высокие концентрации в подгоризонте O(F+H) (780 ± 290 нг г⁻¹) по сравнению с подгоризонтом O(L), что может быть связано как с естественными процессами трансформации органического вещества при разложении, так и с возможным биогенным синтезом полиаренов микроорганизмами (Габова и др., 2008; Яковлева и др., 2008). Несмотря на отсутствие визуально идентифицируемых частиц древесного угля в исследованных образцах, накопление ПАУ может свидетельствовать о пирогенном воздействии в прошлом, поскольку, как показали исследования (Старцев и др., 2022с; Дымов и др., 2023), эти соединения способны сохраняться в нижних слоях органогенного горизонта на протяжении столетий. Повышенное содержание ПАУ при отсутствии визуально отличимых пирогенных остатков может служить одним из индикаторов пожаров, происходивших в прошлом (Дымов и др.,

2015). Полученные данные подчеркивают важность комплексного подхода при интерпретации происхождения полиаренов в почвенных профилях.

В условиях дефицита кислорода воздействие при 200–300 °С способно вызывать увеличение содержания ПАУ во всех исследованных образцах органогенных горизонтов подзолов иллювиально-железистых, достигая максимальных значений при 300 °С. Для подгоризонтов O(L)–I, O(L)–II и O(F+H) значения достигали 2074, 2054 и 2326 нг г⁻¹ соответственно. При этом в O(F+H) отмечаются высокие концентрации наиболее «тяжелых» конденсированных соединений (до 580 нг г⁻¹).

Наблюдаемая закономерность, при которой полуразложившиеся остатки с исходно высоким содержанием ПАУ приводят к повышению полиаренов при пиролизе по сравнению со свежим опадом, согласуется с данными Геннадиева с соавт. (2015) о зависимости образования ПАУ от содержания биополимеров и степени разложения органического материала. Примечательно, что, несмотря на преобладание слабо разложившегося материала в исходных образцах, зафиксированные концентрации ПАУ оказались неожиданно высокими, что может быть объяснено выраженной сорбционной способностью лишайниково-мохового покрова. Последующее повышение температуры до 500 °С приводит к снижению содержания ПАУ во всех образцах, что, вероятно, связано с их термической деструкцией при интенсивном горении органического вещества.

Анализ ПАУ в органогенных горизонтах почв ельника зеленомошного выявил сходные с сосняком температурно-зависимые изменения состава и содержания ПАУ. В подгоризонте O(L) исходное содержание ПАУ составляло 111,7±55,0 нг г⁻¹, с последующим увеличением до 411,5±180,5 нг г⁻¹ при 200 °С и 985,8±335,4 нг г⁻¹ при 300 °С, что сменилось резким снижением до 112,5±54,9 нг г⁻¹ при 500 °С. Подобная тенденция наблюдалась и в других подгоризонтах: в O(F) исходное содержание 304,3±120,2 нг г⁻¹ (с преобладанием легких фракций, 255 нг г⁻¹) сначала снижалось до 250,5±115,3 нг г⁻¹ при 200 °С (с одновременным увеличением доли конденсированных соединений до 26%, вероятно, вследствие дегидратации органического вещества и особенностей пиролиза смолистых компонентов), затем резко возрастало до 1025 нг г⁻¹ при 300 °С (1024,4±330,9 нг г⁻¹ легких ПАУ) и снижалось до 159,7±78,7 нг г⁻¹ при 500 °С.

Таблица. 9. Содержание ПАУ в образцах, подвергшихся высоким температурам в условиях дефицита кислорода, нг г⁻¹.

Образец	2-ядерные			3-ядерные		4-ядерные				5-ядерные				6-ядерные	Σ ПАУ
	NP	ACE	FL	PHE	ANT	FLA	PYR	BaA	CHR	BbF	BkF	BaP	DahA	BghiP	
Подзол иллювиально-железистый O(L)-I (сосняк лишайниковый)															
Исходный	51±26	–	14±6	170±40	8±4	56±26	–	9±4	9±5	9±4	3,0±1	4,0±2	–	6,4±3	340,9±120,1
200 °С	39±19	–	–	160±40	22±5	67±25	–	–	32±17	130±30	18±9	11±5	–	–	478,6±150,8
300 °С	900±300	–	61±25	370±80	12±6	41±19	110±50	80±30	300±100	120±30	17±8	45±23	–	16±7	2073,5±678,2
500 °С	38±19	–	11±4	26±13	1,4±1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	75,8±36,8
Подзол иллювиально-железистый O(L)-II (сосняк лишайниковый)															
Исходный	22±11	–	7,4±3	130±30	4,8±2	34±16	–	–	9±5	6,2±3	2,0±1	3,6±2	–	–	219,5±71,8
200 °С	32±16	–	14±6	116±25	15±7	50±23	–	–	49±25	80±30	9±4	6±3	–	–	370,6±140,4
300 °С	53±27	–	11±5	31±16	2,0±1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	97,9±47,8
500 °С	1080±170	–	113±29	450±100	18±4	53±24	130±60	–	90±30	68±29	7±3	18±9	7±3	19±9	2053,5±471,0
Подзол иллювиально-железистый O(F+H) (сосняк лишайниковый)															
Исходный	170±90	–	9±3	310±70	21±5	130±50	40±19	–	26±13	15±6	13±6	15±8	–	35±16	783,3±285,8
200 °С	120±60	–	19±8	210±50	37±9	120±40	–	–	130±40	120±30	23±11	30±15	84±25	51±22	943,9±310,3
300 °С	660±240	–	66±26	480±110	8±4	72±27	180±60	–	280±90	490±130	10±5	80±19	–	–	2326,2±711,7
500 °С	43±22	–	6,7±3	17±9	–	–	–	–	3,3±2	–	–	–	–	–	70,5±34,6
Типичная подзолистая почва O(L) (Ельник зеленомошный)															
Исходный	30±15	–	–	40±20	4,8±2	26±12	–	–	8±4	–	1,6±1	1,8±1	–	–	111,7±55,0
200 °С	44±22	–	14±5	80±40	18±4	150±60	37±17	7±3	22±12	26±11	3,1±2	2,7±1	–	8±4	411,5±180,5
300 °С	640±230	–	43±17	200±40	10±5	–	31±14	–	22±12	30±12	4,7±2	6±3	–	–	985,8±335,4
500 °С	54±27	–	15±6	38±19	2,6±1	–	–	–	3,3±2	–	–	–	–	–	112,5±54,9
Типичная подзолистая почва O(F) (Ельник зеленомошный)															
Исходный	60±30	–	6,1±2	91±20	9±5	53±24	26±12	–	10±5	21±9	6,0±3	7±3	–	16±7	304,3±120,2
200 °С	58±29	–	10±4	70±30	9±5	31±14	–	–	21±11	28±12	5,2±3	5,1±3	–	14±6	250,5±115,3
300 °С	500±180	–	43±17	290±60	16±8	24±11	28±13	–	120±40	–	–	4,1±2	–	–	1024,4±330,9
500 °С	80±40	–	13±5	54±27	2,9±1	–	–	–	9±5	–	–	–	–	–	159,7±78,7
Типичная подзолистая почва O(H) (Ельник зеленомошный)															
Исходный	150±70	–	15±6	180±40	16±4	120±40	62±28	–	11±6	47±20	17±8	22±11	–	42±18	681,6±251,2
200 °С	80±40	–	16±6	124±27	8±4	40±18	–	–	38±20	60±25	11±5	10±5	–	28±12	414,4±163,8
300 °С	610±220	–	67±27	510±110	36±9	200±80	90±40	43±18	180±60	15±6	10±5	24±12	–	83±20	1868,4±606,4
500 °С	37±19	–	10±4	30±15	1,6±1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	79,5±38,7
Торфяная олиготрофная почва (акротелм)															
Исходный	30±15	–	–	37±19	3,6±2	–	–	–	–	–	1,9±1	1,7±1	–	–	74,3±37,1
200 °С	120±60	–	13±5	44±22	2,8±1	–	–	–	9±4	–	–	–	–	–	188,4±93,1
300 °С	510±180	7±3	32±13	180±40	8±4	49±22	–	–	–	–	4,4±2	–	–	11±5	801,5±269,1
500 °С	110±50	–	13±5	16±8	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	139,0±63,2

* NP – нафталин, ACE – аценафтен, FL – флуорен, PHE – фенантрен, ANT – антрацен, FLA – флуорантен, PYR – пирен, BaA – бенз[а]антрацен, CHR – хризен, BbF – бенз[б]флуорантен, BkF – бенз[к]флуорантен, BaP – бенз[а]пирен, DahA – [а, h]антрацен, BghiP – бенз[g, h, i]перилен; прочерк – ниже предела определения (для ACE <6, FL <6, FLA <20, PYR <20, BaA <6, CHR <3, BbF <6, BkF <1, BaP <1, DahA <6, BghiP <6).

Наиболее выраженная динамика отмечена в подгоризонте О(Н), где исходное содержание $681,6 \pm 251,2 \text{ нг г}^{-1}$ (554 нг г^{-1} легких и 128 нг г^{-1} тяжелых ПАУ) изменялось до $414,4 \pm 163,8 \text{ нг г}^{-1}$ (200°C), $1868,4 \pm 606,4 \text{ нг г}^{-1}$ (300°C) и $79,5 \pm 38,7 \text{ нг г}^{-1}$ (500°C), при этом при $200\text{--}300^\circ\text{C}$ наблюдалось значительное содержание тяжелых фракций. Для типичных подзолистых почв ельника установлены сложные термодинамические преобразования ПОВ, где низкотемпературное ($200\text{--}300^\circ\text{C}$) горение в условиях дефицита кислорода способствует накоплению ПАУ с доминированием 2–4 ядерных. Высокотемпературное воздействие (500°C) приводит к существенному разложению ПАУ.

Для исходных образцов торфяной олиготрофной почвы было идентифицировано пять структур индивидуальных ПАУ, среди которых преобладали более легкие соединения (71 нг г^{-1}), тогда как содержание более тяжелых ПАУ составило 4 нг г^{-1} . Воздействие при температуре 200°C привело к более чем двукратному увеличению общей концентрации ПАУ (до $188,4 \pm 93,1 \text{ нг г}^{-1}$), однако в составе сохранились исключительно низкомолекулярные ПАУ, такие как нафталин, флуорен, фенантрен, антрацен и хризен, что согласуется с данными о деградации нестабильных тяжелых полиаренов до более устойчивых легких форм, как было показано в работах Цибарт и Геннадиева (2013). Механизм разложения полиаренов в этих условиях, согласно исследованиям (Knicker, 2011, Косяков и др., 2020), включает последовательный распад бензольных колец посредством карбоксилирования. При повышении температуры до 300°C наблюдалось увеличение содержания ПАУ на порядок ($801,5 \pm 269,1 \text{ нг г}^{-1}$) с доминированием легких фракций, однако отмечалось и образование тяжелых ПАУ (до 15 нг г^{-1}), что, вероятно, связано с пирогенной трансформацией естественных биополимеров в условиях термического воздействия и дефицита кислорода (Геннадиев и др., 2015). В то же время при 500°C зафиксировано значительное снижение концентрации ПАУ ($139,0 \pm 63,2 \text{ нг г}^{-1}$), что может быть объяснено либо их термическим разложением до более простых соединений, либо эмиссией в окружающую среду в составе летучих веществ. Полученные данные согласуются с ранее описанными результатами экспериментов по сжиганию торфа (Косяков и др., 2020), подтверждающими, что торфяные отложения служат значительным источником продуктов неполного

сгорания, включая широкий спектр полициклических ароматических углеводородов.

В условиях доступа кислорода термическое воздействие приводит к иной динамике концентрации ПАУ по сравнению с бескислородной средой. В подгоризонте O(L)–I наблюдался умеренный рост суммы ПАУ при 200 °C ($446,3 \pm 164,6$ нг г⁻¹) по сравнению с исходным образцом ($340,9 \pm 120,1$ нг г⁻¹), с последующим снижением до $381,6 \pm 168,7$ нг г⁻¹ при 300 °C и резким падением до минимальных $48,6 \pm 24,3$ нг г⁻¹ при 500 °C. В подгоризонте O(L)–II при 200 °C зафиксирован пик содержания ПАУ ($668,1 \pm 245,3$ нг г⁻¹), что более чем в три раза превышает исходный уровень ($219,5 \pm 71,8$ нг г⁻¹), при этом значительный вклад внес 3-ядерный флуорантен (260 ± 100 нг г⁻¹). Однако последующий нагрев до 300 °C и 500 °C вызывал быстрое уменьшение суммы ПАУ до $329,7 \pm 139,1$ нг г⁻¹ и следовых количеств ($13,6 \pm 6,8$ нг г⁻¹) соответственно. В нижележащем подгоризонте O(F+H) исходное высокое содержание ПАУ ($783,3 \pm 285,8$ нг г⁻¹) практически не изменилось при 200 °C ($798,4 \pm 352,8$ нг г⁻¹), но затем прогрессивно снижалось при 300 °C и 500 °C до $291,3 \pm 145,1$ нг г⁻¹ и $101,0 \pm 50,5$ нг г⁻¹. В отличие от пиролиза, максимальные концентрации ПАУ в сосняке при наличии кислорода не достигали значений, наблюдавшихся в условиях дефицита, и отмечались при более низкой температуре (200 °C), что указывает на их интенсивную деградацию и сгорание уже при 300 °C.

Анализ содержания ПАУ в органогенных подгоризонтах ельника в условиях доступа кислорода выявил менее выраженное увеличение суммы ПАУ по сравнению с условиями дефицита кислорода. В подгоризонте O(L) исходное содержание $111,7 \pm 55,0$ нг г⁻¹ возросло до $314,9 \pm 157,3$ нг г⁻¹ при 200 °C и до максимума $469,0 \pm 201,0$ нг г⁻¹ при 300 °C, после чего произошел спад до $18,8 \pm 9,4$ нг г⁻¹ при 500 °C. В подгоризонте O(F) динамика отличалась: резкий скачок суммы ПАУ до $855,7 \pm 290,5$ нг г⁻¹ при 200 °C (с преобладающим вкладом нафталина – $640,0 \pm 230$ нг г⁻¹) сменился снижением до $392,8 \pm 195,1$ нг г⁻¹ при 300 °C. Неожиданно, при 500 °C в этом подгоризонте зафиксирован повторный рост содержания ПАУ до $433,7 \pm 160,7$ нг г⁻¹, что, вероятно, связано с неполным сгоранием смолистых веществ и конденсацией ароматических структур.

Таблица. 10. Содержание ПАУ в образцах, подвергшихся высоким температурам в условиях доступа кислорода, нг г⁻¹.

Образец	2-ядерные			3-ядерные		4-ядерные				5-ядерные			6-ядерные	Σ ПАУ	
	NP	ACE	FL	PHE	ANT	FLA	PYR	BaA	CHR	BbF	BkF	BaP	DahA		BghiP
Подзол иллювиально-железистый O(L)–I (сосняк лишайниковый)															
Исходный	51±26	–	14±6	170±40	8±4	56±26	–	9±4	9±5	9±4	3,0±1	4,0±2	–	6,4±3	340,9±120,1
200 °С	120,0±60	190,0±40	14,5±6	33,9±17	5,0±3	–	–	–	34,6±18	21,3±9	11,3±5	1,8±1	–	13,9±6	446,3±164,6
300 °С	270,0±140	–	11,5±5	92,8±20	3,5±2	–	–	–	3,7±2	–	–	–	–	–	381,6±168,7
500 °С	20,4±10,2	–	–	28,2±14	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	48,6±24,3
Подзол иллювиально-железистый O(L)–II (сосняк лишайниковый)															
Исходный	22±11	–	7,4±3	130±30	4,8±2	34±16	–	–	9±5	6,2±3	2,0±1	3,6±2	–	–	219,5±71,8
200 °С	100,1±50,1	190,0±40	16,4±7	35,9±18	2,2±1	260±100	–	–	22,2±12	16,8±7	10,6±5	–	6,1±3	7,8±3	668,1±245,3
300 °С	220,0±110,5	–	12,8±5	87,5±19	6,2±3	–	–	–	3,2±2	–	–	–	–	–	329,7±139,1
500 °С	–	–	–	13,6±7	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	13,6±6,8
Подзол иллювиально-железистый O(F+H) (сосняк лишайниковый)															
Исходный	170±90	–	9±3	310±70	21±5	130±50	40±19	–	26±13	15±6	13±6	15±8	–	35±16	783,3±285,8
200 °С	390,0±200	49,5±19,8	21,0±8	160,0±40	7,4±4	–	37,0±17	–	60,8±23	43,5±18	9,7±5	12,5±6	–	6,9±3	798,4±352,8
300 °С	220,0±110,5	–	12,1±5	49,7±25	2,8±1	–	–	–	6,7±3	–	–	–	–	–	291,3±145,1
500 °С	60,0±30,0	–	–	39,5±20	1,5±1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	101,0±50,5
Типичная подзолистая почва O(L) (Ельник зеленомошный)															
Исходный	30±15	–	–	40±20	4,8±2	26±12	–	–	8±4	–	1,6±1	1,8±1	–	–	111,7±55,0
200 °С	149,9±80,0	12,7±5	19,3±8	60,0±30	2,5±1	57,1±26	–	–	13,4±7	–	–	–	–	–	314,9±157,3
300 °С	290,0±150	–	15,0±6	129,7±29	8,2±4	–	20,6±10	–	5,5±3	–	–	–	–	–	469,0±201,0
500 °С	–	–	–	18,8±9	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	18,8±9,4
Типичная подзолистая почва O(F) (Ельник зеленомошный)															
Исходный	60±30	–	6,1±2	91±20	9±5	53±24	26±12	–	10±5	21±9	6,0±3	7±3	–	16±7	304,3±120,2
200 °С	640,0±230	–	17,4±7	150,0±30	6,9±3	25,0±12	–	–	16,5±9	–	–	–	–	–	855,7±290,5
300 °С	320,0±160	–	13,3±5	55,0±28	4,5±2	–	–	–	–	–	–	–	–	–	392,8±195,1
500 °С	220,0±110	–	12,0±5	190,0±40	7,6±4	–	–	–	4,0±2	–	–	–	–	–	433,7±160,7
Типичная подзолистая почва O(H) (Ельник зеленомошный)															
Исходный	150±70	–	15±6	180±40	16±4	120±40	62±28	–	11±6	47±20	17±8	22±11	–	42±18	681,6±251,2
200 °С	109,8±60	–	–	48,1±24	2,6±1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	160,5±85,4
300 °С	230±110	–	12,9±5	69,7±40	4,1±2	–	–	–	–	–	–	–	–	–	316,8±157,2
500 °С	300±150	–	10,6±4	51,9±26	2,4±1	–	–	–	3,7±2	–	–	–	–	–	368,6±183,3
Торфяная олиготрофная почва (акротелм)															
Исходный	30±15	–	–	37±19	3,6±2	–	–	–	–	–	1,9±1	1,7±1	–	–	74,3±37,1
200 °С	80,0±40	7,9±3,2	20,0±8,0	125,1±28	9,0±4	–	–	–	12,0±6	–	–	1,6±1	–	6,6±3	262,1±93,1
300 °С	1000,0±300	13,7±5,5	34,0±14	170,0±40	8,2±4	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1225,9±363,2
500 °С	–	–	–	21,9±11	1,2±1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	23,1±11,6

* NP – нафталин, ACE – аценафтен, FL – флуорен, PHE – фенантрен, ANT – антрацен, FLA – флуорантен, PYR – пирен, BaA – бенз[а]антрацен, CHR – хризен, BbF – бенз[б]флуорантен, BkF – бенз[к]флуорантен, BaP – бенз[а]пирен, DahA – [а,һ]антрацен, BghiP – бенз[g,һ,i]перилен; прочерк – ниже предела определения (для ACE <6, FL <6, FLA <20, PYR <20, BaA <6, CHR <3, BbF <6, BkF <1, BaP <1, DahA <6, BghiP <6).

В подгоризонте О(Н), исходно наиболее богатом ПАУ ($681,6 \pm 251,2$ нг г⁻¹), наблюдалось постоянное снижение их суммы при нагревании: до $160,5 \pm 85,4$ нг г⁻¹ при 200 °С и $316,8 \pm 157,2$ нг г⁻¹ при 300 °С, с незначительным увеличением до $368,6 \pm 183,3$ нг г⁻¹ при 500 °С.

В результате воздействия высоких температур в условиях доступа кислорода для образцов торфяной почвы установлена уникальная закономерность. Исходно низкое содержание ПАУ ($74,3 \pm 37,1$ нг г⁻¹) возросло при 200 °С до $262,1 \pm 93,1$ нг г⁻¹, а затем достигло абсолютного максимума для всех исследованных образцов в условиях доступа кислорода до $1225,9 \pm 363,2$ нг г⁻¹ при 300 °С, что более чем в 16 раз превышает фоновый уровень. Резкое повышение суммы ПАУ обусловлено образованием нафталина ($1000,0 \pm 300$ нг г⁻¹), что объясняется интенсивным термическим разложением легкодоступного для огня сухого торфа. Однако при 500 °С происходило практически полное разложение ПАУ ($23,1 \pm 11,6$ нг г⁻¹) до более простых соединений.

В результате сравнения исходных образцов органогенных горизонтов почв в воздушно-сухом состоянии и образцов, подвергнутых воздействию высоких температур (200, 300 и 500 °С), установлены существенные различия в содержании и составе индивидуальных ПАУ и их сумм. При дефиците кислорода для всех образцов отмечено резкое увеличение содержания ПАУ при 300 °С с последующим его снижением при 500 °С. Полученные данные совпадают с литературными, согласно которым горение при 500 °С способствует минерализации (Chen et al., 2018) и улетучиванию (Harper et al., 2019) полиаренов, в том числе термическому разложению более тяжелых ПАУ. Выявлено, что процесс горения идет с образованием преимущественно легких ПАУ при низких температурах (200 и 300 °С) и разложением до простых веществ при высоких температурах (500 °С). Данный вывод подтверждают и полученные данные по потере массы при прокаливании при 500 °С. Однако не следует исключать, что в ходе эксперимента могли образоваться полиарены, не вошедшие в список анализируемых. Установлено, что общее содержание ПАУ выше в ферментированных и гумифицированных подгоризонтах подстилки. Вероятно, в указанных подгоризонтах и верхней минеральной части почв происходит накопление значительной составляющей ПАУ. Известно, что полиарены в наибольшей степени накапливаются в верхней части минерального

слоя, и лишь небольшая часть ПАУ может перераспределяться вниз по профилю в зависимости от времени пожара (Дымов и др., 2014). Также учитывается способность полиаренов адсорбироваться на почвенных частицах, в частности, на ОВ почвы (Tang et al., 2005). Согласно литературным данным, значительная часть ПАУ концентрируется непосредственно на границе минерального и органического слоев почвы и может играть важную роль в процессах гумификации (Безносиков и др., 2015). С другой стороны, полиарены являются высокотоксичными компонентами, которые могут негативно влиять на микрофлору и растительность и изменять интенсивность почвообразования (Казеев и др., 2020).

Пирогенно трансформированное органическое вещество (биочар), образующееся в результате неполного сгорания растительного материала, рассматривается как материал для долгосрочной аккумуляции углерода в почвах, что подтверждается исследованиями Devi и Saroha (2015). Многочисленные экспериментальные данные, включая работы Дымова с соавт. (2014, 2015) и Tsibart с соавт. (2014), свидетельствуют о значительном увеличении содержания ПАУ в почвах после воздействия пожаров. При этом важнейшие характеристики полиаренов, включая механизмы их транспортирования и разложения в естественных условиях остаются недостаточно изученными. Динамика содержания ПАУ в почвах после пожаров демонстрирует существенную вариабельность, когда в зависимости от условий пожара могут наблюдаться как снижение концентраций (Chen et al., 2018), так и их увеличение (Kim et al., 2011), либо отсутствие значимых изменений при росте интенсивности пирогенного воздействия (Campos et al., 2019). Результаты лабораторных экспериментов по термической обработке органического вещества при 350 °C, показывающие увеличение содержания ПАУ с последующим его снижением при температурах выше 500 °C (Hale et al., 2012; Devi, Saroha, 2015; Yang et al., 2022), согласуются с полученными нами данными. Согласно современным представлениям, формирование ПАУ в температурном диапазоне 300–650 °C происходит в процессе карбонизации, сопровождающейся химической трансформацией и структурной перегруппировкой твердого остатка с образованием конденсированных ароматических структур (McGrath et al., 2003). Проведенный корреляционный анализ выявил статистически значимую положительную взаимосвязь ($r = 0,8$, $p < 0,05$) между содержанием хвои сосны и концентрациями

пирена, бензо[а]антрацена, хризена, бензо[б]флуорантена, бензо[к]флуорантена и бензопирена в исходных образцах, что может быть обусловлено как способностью воскосодержащей кутикулы хвои аккумулировать атмосферные полиарены, так и ее потенциальной ролью в их биосинтезе. Аналогичная, хотя и менее выраженная корреляция наблюдалась между указанными ПАУ и содержанием древесной коры.

Молекулярные соотношения индивидуальных полициклических ароматических углеводородов (ПАУ) и их комбинаций широко применяются в качестве диагностических маркеров для идентификации источников происхождения полиаренов и реконструкции геохимических процессов в почвах, что подробно рассмотрено в работах Геннадиева и Цибарт (2013). Согласно исследованиям Froehner с соавт. (2012), Mizwar и Trihadiningrum (2015) и Young с соавт. (2017), специфические соотношения между индивидуальными ПАУ позволяют дифференцировать их биогенное, петрогенное или пирогенное происхождение. Как отмечают Uhler и Emsbo-Mattingly (2006), для расчетов таких соотношений целесообразно выбирать соединения, обладающие структурным сходством и близкими физико-химическими характеристиками. Значение соотношения низкомолекулярных ПАУ к высокомолекулярным, не превышающее единицу, считается индикатором пирогенного источника (Zhang et al., 2008), однако в нашем исследовании данный показатель в большинстве образцов существенно выше единицы, что обусловлено высоким содержанием легких полиаренов с доминированием нафталина. Полученные результаты позволяют предположить, что в случае сжигания подстилки бореальных лесов пирогенное происхождение полиаренов может иметь место даже при превышении указанного соотношения над единичным значением. При этом необходимо учитывать, что постпирогенные процессы, включая атмосферный перенос и трансформацию ПАУ в результате окисления, способны существенно модифицировать исходные диагностические соотношения между отдельными соединениями, что требует осторожности при интерпретации соответствующих молекулярных индексов.

На основании полученных данных установлено, что влияние температур, характерных для низовых пожаров, приводит к значительным изменениям концентраций ПАУ, характер которых принципиально зависит от условий горения (тления). В бескислородной среде четко выражен максимум накопления ПАУ при

300 °C, включая повышенные концентрации стойких конденсированных соединений (Красильников, 2025). Наблюдается, что при дефиците кислорода процессы пирогенного синтеза и конденсация ароматических структур идут более интенсивно. В противоположность этому, наличие кислорода смещает пиковые концентрации к более низкой температуре (200 °C) и существенно ограничивает общий выход ПАУ, особенно вМПАУ, благодаря интенсификации процессов их окислительной деградации. Полученные данные подчеркивают, что исходный состав органического вещества, в частности, содержание лигнино- и смолистых компонентов, является ключевым фактором, определяющим потенциал образования полиаренов при пиролизе.

В современных исследованиях взаимосвязь термических характеристик, элементного состава и областей химического сдвига в спектрах ^{13}C ЯМР доказала свою эффективность как инструмент для характеристики трансформации органического вещества (Merino et al., 2015). Как показано в работах Näthe et al. (2017), Alexis et al. (2010) и Knicker et al. (2006), метод ЯМР-спектроскопии ^{13}C позволяет улавливать структурные изменения углеродного скелета органического вещества (ОВ), индуцированные пирогенным воздействием.

Сравнительный анализ ЯМР-спектров выявил существенные различия в молекулярной структуре органического вещества до и после пирогенного воздействия. Исходные образцы характеризовались тремя основными сигналами в областях 0–45 м.д. (алкильные структуры), 60–95 м.д. и 95–110 м.д. (углерод, связанный с алифатическими фрагментами, дважды замещенными гетероатомами, включая углеводные структуры, а также метиленовый углерод простых и сложных эфиров), тогда как слабовыраженный сигнал в области 165–185 м.д. соответствовал карбоксильным группам и их производным. В постпирогенных образцах наблюдался выраженный широкий пик в области 110–165 м.д., характерный для арильных структур, что отмечалось во всех исследованных пробах.

Проведенные исследования выявили существенную трансформацию органического вещества в органогенных горизонтах после пожара, при этом различия между образцами сосняка и ельника оказались статистически незначимыми, что, вероятно, обусловлено значительной вариабельностью исходного фракционного состава органогенных подгоризонтов и особенностями их

химической деградации в процессе горения. Установлено, что в исходных образцах органогенных горизонтов доля ароматических структур (f_a) составляла 7,2–23,2%. Воздействие высоких температур при дефиците кислорода вызвало выраженную ароматизацию (таблица 11). При 200 °С степень ароматичности достигала 13,3–45%, при 300 °С 53,5–62,4%, а при 500 °С составила 82,8–90,3%. Выявлено, что наибольшая степень ароматизации характерна для полуразложившихся и гумусированных подгоризонтов органогенных горизонтов, что, вероятно, связано с особенностями их химического состава. Несмотря на различия в компонентном составе (таблица 6) отдельных подгоризонтов и массовой доле растительных компонентов, характер трансформации органического вещества оказался схожим.

В результате ЯМР ^{13}C спектроскопии установлены существенные отличия, зависящие от условий доступа кислорода. При дефиците кислорода с ростом температуры наблюдалось последовательное повышение степени ароматичности органического вещества, достигающее максимума при 500 °С. Показатель ароматичности (f_a) стабильно увеличивался от исходных 7,2–23,2% до 82,8–90,3% при 500 °С, сопровождаясь резким ростом отношения AR/AL с 0,1–0,3 до 4,8–14,7. Важно отметить, что при температуре 300 °С происходило резкое уменьшение содержания кислородсодержащих алкильных фрагментов ($\text{C}_{\text{alk-O}}$) с 30–56% до 0–4% и карбонильных групп ($\text{C}=\text{O}$) с 0–3,1% до следовых значений, наряду с резким повышением доли углерода ароматических структур ($\text{C}_{\text{Ar-H(C)}}$) до 37,5–48,0%. Наибольшее повышение степени ароматичности фиксировалось в более разложенных подгоризонтах О(Ф+Н) сосняка и О(Н) ельника, отличающихся изначально более высоким содержанием конденсированных структур.

Таблица 11. Результаты ^{13}C ЯМР спектроскопии для образцов, подверженных влиянию высоких температур в условиях дефицита кислорода. Процентное распределение (%) интенсивности сигнала между выбранными областями химического сдвига (ppm) спектров ЯМР ^{13}C .

Образец	Распределение углерода, %								Алкил/O.N-Алкил	fa	AR/AL
	C _{Алк-Н(R)} 0–45	C _{СНЗ-О} 45–60	C _{Алк-О} 60–95	C _{О-Алк-О} 95–110	C _{Аг-Н(C)} 110–145	C _{Аг-О, N} 145–165	C _{СООН(R)} 165–185	C _{С=О} 185–220			
Подзол иллювиально-железистый O(L)–I (сосняк лишайниковый)											
исходный	15,9	4,1	45,9	11,2	10,3	5,4	4,3	2,9	0,3	15,7	0,2
200 °С	21,0	6,1	43,6	10,3	11,1	5,2	2,7	–	0,4	16,3	0,2
300 °С	31,7	1,2	–	4,3	48,0	14,4	0,4	–	5,8	62,4	1,7
500 °С	6,5	1,3	4,6	2,5	78,2	5,9	1,0	–	0,8	84,1	5,6
Подзол иллювиально-железистый O(L)–II (сосняк лишайниковый)											
исходный	17,1	3,9	56,2	12,3	5,2	1,9	3,3	–	0,2	7,2	0,1
200 °С	17,2	4,7	49,8	11,6	9,3	4,0	3,2	0,2	0,3	13,3	0,2
300 °С	25,2	3,8	0,4	3,4	44,5	15,7	4,1	3,0	3,3	60,2	1,8
500 °С	4,1	–	–	2,0	81,1	9,2	1,7	2,0	2,1	90,3	14,7
Подзол иллювиально-железистый O(F+H) (сосняк лишайниковый)											
исходный	25,1	6,0	30,3	8,1	14,0	7,4	6,1	3,1	0,6	21,3	0,3
200 °С	26,3	4,5	1,7	19,1	23,5	21,5	3,4	–	1,0	45,0	0,9
300 °С	31,9	2,8	1,9	6,5	44,2	11,9	0,9	–	2,8	56,0	1,3
500 °С	10,6	0,3	0,9	2,5	78,5	7,2	–	–	2,9	85,7	6,0
Типичная подзолистая почва O(L) (Ельник зеленомошный)											
исходный	23,5	7,6	36,9	9,9	11,4	5,2	4,9	0,6	0,3	16,7	0,2
200 °С	23,2	6,4	26,5	8,1	19,3	8,9	5,8	1,7	0,6	28,2	0,4
300 °С	26,3	3,4	1,5	5,3	45,5	14,2	3,1	0,8	2,6	59,7	1,6
500 °С	10,4	1,2	2,7	2,9	76,1	6,7	–	–	1,5	82,8	4,8
Типичная подзолистая почва O(F) (Ельник зеленомошный)											
исходный	22,4	7,3	33,1	9,3	11,7	6,6	7,2	2,3	0,4	18,3	0,3
200 °С	23,7	6,5	21,8	7,0	21,5	10,3	6,7	2,3	0,7	31,9	0,5
300 °С	26,0	3,1	2,7	5,6	44,5	14,9	2,4	0,7	2,3	59,5	1,6
500 °С	5,7	0,5	–	2,1	81,7	8,4	0,8	0,7	2,2	90,1	10,8
Типичная подзолистая почва O(H) (Ельник зеленомошный)											
исходный	25,0	5,4	30,0	9,2	16,0	7,2	7,0	0,1	0,6	23,2	0,3
200 °С	29,5	6,1	17,2	6,3	21,8	9,8	7,0	2,2	1,0	31,6	0,5
300 °С	34,3	2,4	–	3,2	37,5	16,1	3,0	3,6	6,2	53,5	1,3
500 °С	10,4	–	2,5	1,7	72,1	11,0	1,9	0,5	2,5	83,1	5,7

– нет данных; fa степень ароматичности.

Трансформация молекулярных структур в условиях доступа кислорода существенно отличалась (таблица 12). Максимальные значения углерода в ароматических структурах (f_a) достигали 44–79% при 300 °С, тогда как при 500 °С отмечалось резкое снижение значений до 1,8–5%. Это указывало на полное разрушение ароматических кластеров при экстремально высоких температурах на фоне доступа кислорода. Такой результат предполагался изначально при проведении эксперимента, так как результатом влияния 500 °С в условиях доступа кислорода являлось то, что от образцов оставались в основном озоленные остатки. Примечательно, что при 200 °С при наличии кислорода выявлено существенное увеличение доли карбоксильных групп ($C_{COOH(R)}$) до 8,5–11,2% против начальных 3,3–7,2%, что свидетельствовало о процессах окислительной деградации алкильных цепей. Наибольшая ароматизация торфяной почвы на уровне $f_a = 79,4\%$ при 300 °С превосходила показатели лесных подстилок, что вероятнее всего связано с исходным высоким содержанием полифенольных структур в торфе.

Установлена статистически значимая положительная корреляция ($r = 0,9$, $p < 0,05$, $n = 28$) между температурой горения и степенью ароматичности (f_a), при этом максимальное содержание ароматических структур зафиксировано при 500 °С. Современные исследования подтверждают, что контролируемые низкоинтенсивные пожары сопутствуют снижению риска катастрофических возгораний (Kharuk et al., 2021) и способны приводить к образованию устойчивых к деструкции форм углерода (Preston, Schmidt, 2006, Chen et al., 2018). При этом в аэробных условиях происходит более полное окисление органического вещества до золы, тогда как ограниченный доступ кислорода в почвенной среде, как отмечает Bryant et al. (2005), способствует сохранению пирогенных продуктов. Наши данные согласуются с литературными, в которых указано, что в процессе воздействия высоких температур растительная биомасса претерпевает последовательную трансформацию с образованием ароматических структур и их последующей конденсацией (González-Pérez et al., 2004; Keiluweit et al., 2010). Согласно данным Knicker et al. (1996), пирогенное воздействие приводит к конверсии углеводных фракций в конденсированные дегидратированные структуры, что проявляется интенсивными сигналами в ароматической области спектра, характерными для обугленного материала, ~130 м.д. (Skjemstad et al., 1994).

Таблица 12. Результаты ^{13}C ЯМР спектроскопии для образцов, подверженных влиянию высоких температур в условиях доступа кислорода. Процентное распределение (%) интенсивности сигнала между выбранными областями химического сдвига (ppm) спектров ЯМР ^{13}C .

Образец	Распределение углерода, %						C _{COOH(R)} 165–185	C _{C=O} 185–220	Алкил/O.N- Алкил	fa	AR/AL
	C _{Alk-H(R)} 0–45	C _{SN3-O} 45–60	C _{Alk-O} 60–95	C _{O-Alk-O} 95–110	C _{Ar-H(C)} 110–145	C _{Ar-O, N} 145–165					
Подзол иллювиально-железистый O(L)–I (сосняк лишайниковый)											
исходный	15,9	4,1	45,9	11,2	10,3	5,4	4,3	2,9	0,3	15,7	0,2
200 °C	23,0	6,4	25,4	7,5	19,7	8,4	6,1	3,6	62	28	0,5
300 °C	9,2	1,2	3,8	4,5	27,2	7,1	1,7	1,2	19	34	1,8
500 °C	28,5	0,4	1,6	0,8	1,5	0,4	0,4	1,1	31	2	0,1
Подзол иллювиально-железистый O(L)–II (сосняк лишайниковый)											
исходный	17,1	3,9	56,2	12,3	5,2	1,9	3,3	–	0,2	7,2	0,1
200 °C	15,8	9,5	84,9	21,3	27,4	12,7	11,2	6,3	132	40	0,3
300 °C	10,1	2,4	6,4	7,9	49,6	12,7	3,4	2,3	27	62	2,3
500 °C	24,9	0,7	2,2	1,0	1,8	0,6	0,2	0,5	29	2	0,1
Подзол иллювиально-железистый O(F+H) (сосняк лишайниковый)											
исходный	25,1	6,0	30,3	8,1	14,0	7,4	6,1	3,1	0,6	21,3	0,3
200 °C	21,5	8,6	15,8	10,3	56,9	20,0	8,5	5,3	56	77	1,4
300 °C	8,4	1,5	2,7	3,6	38,2	12,1	4,5	3,4	16	50	3,1
500 °C	16,1	0,3	1,2	0,7	1,9	0,8	1,1	0,7	18	3	0,1
Типичная подзолистая почва O(L) (Ельник зеленомошный)											
исходный	23,5	7,6	36,9	9,9	11,4	5,2	4,9	0,6	0,3	16,7	0,2
200 °C	20,5	9,6	34,4	11,3	36,1	14,3	8,5	3,2	76	50	0,7
300 °C	7,9	1,2	1,9	3,1	35,7	11,0	5,3	2,0	14	47	3,3
500 °C	21,7	0,6	1,6	0,8	1,4	0,8	0,4	0,6	25	2	0,1
Типичная подзолистая почва O(F) (Ельник зеленомошный)											
исходный	22,4	7,3	33,1	9,3	11,7	6,6	7,2	2,3	0,4	18,3	0,3
200 °C	17,4	7,1	13,7	9,0	55,9	20,8	10,5	6,0	47	77	1,6
300 °C	6,8	1,3	2,3	4,1	43,8	14,8	7,0	3,1	14	59	4,1
500 °C	24,1	0,3	1,7	0,7	2,3	1,0	0,8	0,6	27	3	0,1
Типичная подзолистая почва O(H) (Ельник зеленомошный)											
исходный	25,0	5,4	30,0	9,2	16,0	7,2	7,0	0,1	0,6	23,2	0,3
200 °C	19,2	6,8	12,4	8,2	54,9	19,3	10,3	5,3	47	74	1,6
300 °C	8,4	1,2	1,8	2,4	31,9	12,2	4,9	3,7	14	44	3,2
500 °C	13,3	0,9	2,2	0,6	4,4	1,0	0,8	1,2	17	5	0,3
Торфяная олиготрофная почва (Акротелм)											
исходный	24,4	9,2	22,0	11,1	16,6	7,3	6,9	1,5	0,6	23,9	0,4
200 °C	17,8	9,9	50,0	15,0	31,8	14,0	7,0	4,6	92,7	45,9	0,5
300 °C	6,0	1,9	3,5	6,2	59,0	20,4	8,0	4,5	17,6	79,4	4,5
500 °C	15,5	0,8	1,7	1,2	1,3	0,4	0,7	1,3	19,2	1,8	0,1

– нет данных; fa – степень ароматичности.

Проведенные исследования выявили значительные трансформации органогенных горизонтов бореальных почв под воздействием высоких температур (200–500 °C), проявляющиеся в изменении содержания водорастворимых форм $C_{\text{вов}}$ и $N_{\text{вов}}$, изотопного состава ($\delta^{13}C$, $\delta^{15}N$) и молекулярной структуры ОВ. Резкое повышение концентрации полиаренов при 200–300 °C и последующее снижение при 500 °C указывает на то, что процессы ароматизации и термической деструкции во многом зависят от температуры и доступа кислорода. Эти результаты подтверждаются методом ^{13}C ЯМР-спектроскопии. Наиболее существенные изменения характерны для нижних полуразложившихся гумусированных подгоризонтов О(Н), где отмечались максимальные значения концентрации ПАУ и доли углерода в ароматических структурах. Установленные изменения требуют учета при оценке экологических последствий лесных пожаров, так как помимо ароматизации приводят к мобилизации углерода и азота, и долгосрочной стабилизации углерода в форме частично обгоревших растительных остатков.

При сравнении результатов нагрева в зависимости от условий доступа кислорода установлено, что дефицит кислорода способствует существенному сохранению и прогрессивной конденсации углерода в ароматических структурах. Совокупность устойчивых углеродсодержащих веществ, образованных в результате неполного сгорания (обугленные остатки), представляет собой PyC . При доступе кислорода протекает процесс горения с образованием карбоксилированных промежуточных соединений с последующей минерализацией и разложением углерода ароматических структур при 500 °C. Можно обозначить, что доступ кислорода способен определять структурные преобразования органического вещества органогенных горизонтов почв. Полученные результаты представляют значительный интерес для понимания путей пирогенной трансформации органического вещества почв и прогнозирования долговременной аккумуляции (при определенных условиях секвестрации) углерода в постпирогенных экосистемах. Под аккумуляцией рассматривается накопление углерода в почвах, компенсируя потери от пожаров.

Результаты изучения влияния высоких температур в условиях дефицита и доступа кислорода показывают, что термическое воздействие в диапазоне 200–500 °C вызывает значительные изменения молекулярной структуры органического

вещества, проявляющиеся в повышенной ароматизации и конденсации углеродсодержащих соединений. Эти результаты подтверждены данными анализа ПАУ и ^{13}C ЯМР-спектроскопии. Показано, что ключевым параметром, влияющим на интенсивность процессов и направленность изменений, является условие доступа кислорода. В среде с дефицитом кислорода наблюдается последовательное накопление ароматических структур с максимумом при 500 °C, тогда как при доступе кислорода пик ароматизации смещается к 300 °C с последующим разложением конденсированных соединений при 500 °C. Установлена сложная нелинейная динамика полиаренов с выраженным максимумом при 300 °C в условиях доступа кислорода. Состав и соотношение индивидуальных ПАУ свидетельствуют об их преимущественно пирогенном происхождении. Выявленные корреляционные связи между температурой воздействия, степенью ароматичности и накоплением ПАУ подчеркивают схожесть процессов термической трансформации ПОВ. Воссоздать естественное горение органогенных горизонтов в лабораторных условиях крайне затруднительно, поэтому результаты экспериментов в дальнейшем необходимо проверить в рамках полевых исследований. Несмотря на это, сами результаты имеют принципиальное значение для понимания механизмов стабилизации углерода в постпирогенных экосистемах и оценки экологических последствий лесных пожаров. Полученные данные указывают на то, что состав и свойства образующихся остатков, а также сопутствующих токсичных соединений обусловлены как температурным режимом, так и условиями кислородного доступа во время горения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты изучения истории пожаров и их влияния на ПОВ свидетельствуют о значительной роли пирогенного фактора в формировании химического состава и физико-химических свойств ПОВ. Важным результатом работы стало установление долгосрочных последствий пирогенного воздействия. Образующиеся в результате пожаров продукты неполного сгорания способны не только сохраняться в почвах на протяжении тысячелетий, но и существенно изменять их физико-химические свойства, включая увеличение способности к аккумуляции углерода. Указанные изменения крайне важны для понимания глобального углеродного цикла, так как почвы, подвергшиеся пирогенному воздействию, играют ключевую роль в долгосрочной аккумуляции углерода. Выявленная положительная корреляция между запасами углерода и азота, степенью ароматичности углерода и содержанием пирогенных остатков подчеркивает важность учета пирогенного фактора при оценке роли торфяников как глобальных депозитариев углерода, особенно в контексте наблюдаемого увеличения частоты и интенсивности пожаров в бореальной зоне. Полученные результаты существенно расширяют современные представления о роли пирогенного фактора в трансформации почвенного органического вещества.

В рамках выполненных исследований впервые изучено влияние пожаров на формирование и эволюцию органогенных горизонтов почв бореальной зоны Республики Коми. На основании проведенного комплекса палеоэкологических исследований торфяных олиготрофных почв и пирогенного эксперимента получены фундаментальные данные, раскрывающие влияние пожаров на трансформацию почвенного органического вещества.

Детально реконструирована пожарная динамика в голоцене. Анализ архивов торфяных отложений и пирогенных остатков выявил четкую связь между климатическими изменениями и пожарной активностью. Наиболее интенсивные пожары, зафиксированные в период голоценового оптимума (когда на исследуемой территории температура была выше на 2–4 градуса и практически отсутствовал антропогенный фактор), оказали долгосрочное воздействие на свойства ПОВ, следы

которого сохранились до настоящего времени. При этом установлено учащение и интенсификация пожаров по направлению от северных к южным подзонам тайги, что в большей степени отражает зависимость пирогенной активности от температурного режима, влажности, количества и состава растительности. Показано, что для участка, близкого к стоянке человека в прошлом, характерна отличная от остальных участков пирогенная динамика, когда в холодный по среднегодовым температурам суббореальный период голоцена накопилось существенное количество постпирогенных остатков.

Особое значение имеют выявленные механизмы трансформации органического вещества под воздействием пожаров. Экспериментальные данные убедительно доказали, что даже малоинтенсивные пожары приводят к существенным изменениям химического состава органогенных горизонтов почв. Экспериментальная часть работы, имитировавшая воздействие низовых пожаров на органогенные горизонты сосняка лишайникового, ельника зеленомошного и верхового болота, позволила детально охарактеризовать трансформации органического вещества в контролируемых условиях. Полученные данные демонстрируют, что температурный режим и, в особенности, условия доступа кислорода являются существенными факторами, определяющими направленность и интенсивность процессов трансформации ПОВ.

Проведенные исследования выявили сложный комплекс сопутствующих физико-химических изменений в органогенных горизонтах под воздействием высоких температур. Зафиксированное повышение значений pH среды и значительное увеличение удельной электропроводности свидетельствует о глубокой минерализации органического вещества и высвобождении растворимых солей и зольных элементов. Показано увеличение значений удельной поверхности при влиянии высоких температур в условиях дефицита кислорода, где наибольшие показатели были характерны для торфяных почв.

Показательным является образование и накопление стойких к разложению соединений углерода. В условиях дефицита кислорода наблюдается последовательная ароматизация органического вещества с прогрессирующим увеличением доли углерода в ароматических структурах от 7,2–23,2% в исходных образцах до 82,8–90,3% в образцах, подвергшихся горению при 500 °С, что

сопровождается резким ростом отношения ароматического углерода к алифатическому. Параллельно с этим установлен нелинейный характер динамики ПАУ с выраженным максимумом накопления при 300 °С, после чего при 500 °С происходит их термическая деструкция. В противоположность этому, в среде с доступом кислорода максимальная ароматизация достигается уже при 300 °С с последующим практически полным разрушением ароматических кластеров при 500 °С, что сопровождается интенсивной минерализацией органического материала и образованием зольных остатков. При этом показано, что состав ПАУ зависит от условий горения и состава сгорающего материала: органогенные горизонты с опадом хвойной растительности способствует образованию более тяжелых ароматических соединений, тогда как моховой покров приводит к преобладанию легких.

Полученные данные имеют важное практическое значение. Они позволяют не только более точно реконструировать палеоклиматические условия голоцена, но и прогнозировать последствия современных пожаров в условиях наблюдаемого глобального потепления. Установленная зависимость между климатическими параметрами и пожарной активностью свидетельствует о высокой вероятности увеличения частоты и интенсивности пожаров при дальнейшем росте температур, что может привести к масштабной трансформации бореальных экосистем.

ВЫВОДЫ

1. Высокие темпы накопления и концентрация макроскопических частиц угля характерны для интервала 9,0–4,5 тыс. кал. лет назад, совпадающие с климатическим оптимумом, тогда как минимальные показатели соответствуют суббореальному периоду 4,5–2,5 тыс. кал. л.н., что позволяет провести периодизацию динамики пожаров и соотнести периоды пирогенной активности с ключевыми климатическими этапами голоцена.

2. Выявлено, что частота пожаров возрастала от крайнесеверной к южной подзонам тайги. Концентрация макроскопических частиц угля в южной подзонекратно выше, чем в крайнесеверной. На участке, приближенном к древней стоянке человека, зафиксировано повышенное содержание постпирогенных остатков, не характерное для других ландшафтов, что указывает на антропогенное влияние на ранних этапах заселения территории.

3. Установлено, что пирогенные изменения в торфяных олиготрофных почвах способны сохраняться на протяжении тысячелетий. Наиболее чувствительным показателем пирогенного воздействия является число углистых частиц. Выявлена статистически значимая связь между содержанием макроскопических частиц угля и степенью разложения торфа ($r = 0,53$, $p < 0,05$, $n = 77$), а также запасами общего углерода ($r = 0,54$, $p < 0,05$, $n = 22$) в отдельных горизонтах. Запасы углерода в метровой толще варьировали от 43,8 до 112,8 кг м⁻², достигая максимума на участке с наиболее высокой концентрацией макроскопических частиц угля в подзоне южной тайги.

4. В горизонтах с высокими концентрациями макроскопических частиц угля зафиксированы максимальные концентрации ПАУ. Связь пирогенных остатков и индивидуальных полиаренов установлена для нафталина ($r = 0,64$), бенз[к]флуорантена ($r = 0,44$) и дибенз[а, h]антрацена ($r = 0,43$) при $p < 0,05$, $n = 53$. Выявлена положительная корреляция между содержанием макроскопических частиц угля и долей соединений углерода в ароматических структурах органического вещества ($r = 0,51$, $p < 0,05$). Согласно результатам

непараметрического дисперсионного анализа (критерий Краскела–Уоллиса с применением теста Данна с поправкой Холма), значения концентрации ПАУ статистически значимо различались между группами с низким, средним и высоким содержанием макроскопических частиц угля ($H = 8,84$, $df = 2$, $p = 0,012$). Схожие различия выявлены для углерода в ароматических структурах ($H = 16,13$, $df = 2$, $p < 0,001$).

5. В условиях лабораторного эксперимента при нагреве органогенных горизонтов почв до 200, 300 и 500 °С установлено повышение значений реакции среды от 4,6–5,2 в исходных образцах до 8,7–10,0 ед. рН при 500 °С, а также кратное увеличение удельной электропроводности (до 12160 мкСм·см⁻¹) и удельной площади поверхности (до 171,6 м²·г⁻¹). В условиях дефицита кислорода степень ароматичности (f_a) органического вещества возрастала с 7,2–23,2 % до 82,8–90,3 % при 500 °С. При доступе кислорода максимум f_a (44–79 %) зафиксирован при 300 °С с последующим снижением до 1,8–5 % при 500 °С.

СПИСОК ПУБЛИКАЦИЙ

Статьи в рецензируемых научных журналах, рекомендованных для защиты в диссертационном совете МГУ по специальности и отрасли наук:

1. **Горбач Н.М.**, Кутявин И.Н., Старцев В.В., Дымов А.А. Динамика пожаров на Северо-Востоке европейской части России в голоцене // Теоретическая и прикладная экология. – 2021. – № 3. – С. 104–110. EDN: WRKDWF. Импакт фактор 0,714 (РИНЦ). 0,88 п.л. / 0,45 п.л.

2. Дымов А.А., Старцев В.В., **Горбач Н.М.**, Паюсова И.В., Габов Д.Н., Доннерхак О. Сравнение методов определения соединений углерода пирогенно измененных органических соединений // Почвоведение. – 2021. – № 11. – С. 1332–1345. EDN: OZHLTJ. Импакт фактор 1,319 (РИНЦ). 1,75 п.л. / 0,5 п.л.

[Dymov A.A., Startsev V.V., **Gorbach N.M.**, Pausova I.N., Gabov D.N., Donnerhack O. Comparison of the methods for determining pyrogenically modified carbon compounds // Eurasian Soil Science. – 2021. – vol. 54. – № 11. – P. 1668-1680. EDN: TEFNYL. Импакт фактор 0,496 (SJR). 1,63 п.л. / 0,46 п.л.]

3. **Горбач Н.М.**, Яковлева Е.В., Дымов А.А. Влияние температуры горения и состава органогенных горизонтов почв на содержание ПАУ (результаты лабораторного эксперимента) // Почвоведение. – 2024. – № 5. – С. 756–769. EDN: YLDEXC. Импакт фактор 1,319 (РИНЦ). 1,75 п.л. / 0,88 п.л.

[**Gorbach N.M.**, Yakovleva E.V., Dymov A.A. Influence of combustion temperature and composition of organic soil horizons on the PAH content (laboratory experiment) // Eurasian Soil Science. – 2024. – vol. 57. – № 5. – P. 853-864. EDN: DEBJQZ. Импакт фактор 0,496 (SJR). 1,5 п.л. / 0,75 п.л.]

4. **Gorbach N.**, Startsev V., Mazur A., Milanovskiy E., Prokushkin A., Dymov A. Simulation of smoldering combustion of organic horizons at pine and spruce boreal forests with lab-heating experiments // Sustainability. – 2022. – vol. 14. – № 24. – P. 16772. EDN: HXZEWC. Импакт фактор 0,750 (SJR). 2,0 п.л. / 1,0 п.л.

5. Dymov A.A., **Gorbach N.M.**, Goncharova N.N., Karpenko L.V., Gabov D.N., Kutyavin I.N., Grodnitskaya I.D. Holocene and recent fires influence on soil organic matter, microbiological and physico-chemical properties of peats in the European North-East of Russia // *Catena*. – 2022. – vol. 217. – P. 106449. EDN: XEXNCG. Импакт фактор 1,759 (SJR). 1,4 п.л. / 0,5 п.л.

6. **Gorbach N.M.**, Startsev V.V., Yakovleva E.V., Mazur A.S., Dymov A.A. Paleoenvironmental analysis of three bogs in Northeastern European Russia: Peatland development and fire influence // *Catena*. – 2025. – vol. 249. – P. 108607. EDN: AQDTSM. Импакт фактор 1,759 (SJR). 1,4 п.л. / 0,7 п.л.

7. **Gorbach N.M.**, Startsev V.V., Yakovleva E.V., Mazur A.S., Dymov A.A. Pyrogenic Transformation and Carbon Sequestration in Forested Bog Soils of the Middle Taiga in Northeastern European Russia // *Soil Systems*. – 2025. – vol. 9. – № 3. – P. 74. EDN: WWSVDA. Импакт фактор 0,954 (SJR). 1,36 п.л. / 0,68 п.л.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абакумов, Е. В. Загрязняющие вещества как фактор деградации высокогорных ледников. Обзор / Е. В. Абакумов, Р. Х. Темботов // Живые и биокосные системы. – 2020. – № 32. – С. 2. DOI: 10.18522/2308-9709-2020-32-2.
2. Абакумов, Е. В. Подходы и методы изучения органического вещества почв карбоновых полигонов России (обзор) / Е. В. Абакумов, В. И. Поляков, С. Н. Чуков // Почвоведение. – 2022. – № 7. – С. 773-786. DOI: 10.31857/S0032180X22070024.
3. Аветов, Н. А. Почвы олиго-мезотрофных и мезотрофных болот бореального пояса Западной Сибири: возможности геоботанической диагностики в рамках типа торфяных мезотрофных почв / Н. А. Аветов, О. Л. Кузнецов, Е. А. Шишконокова // Почвоведение. – 2021. – № 5. – С. 568-581. DOI 10.31857/S0032180X21030023.
4. Андреичева, Л. Н. Развитие природной среды и климата в голоцене на севере Европейской России / Л. Н. Андреичева, Ю. В. Голубева, Т. И. Марченко Вагапова. – Сыктывкар : Геопринт, 2007. – 27 с.
5. Андреичева, Л. Н. Природная среда неоплейстоцена и голоцена на Европейском Северо-Востоке России / Л. Н. Андреичева, Т. И. Марченко-Вагапова, М. Н. Буравская, Ю. В. Голубева ; отв. ред. Ю. А. Лаврушин. – Москва : Издательство ГЕОС, 2015. – 224 с.
6. Арчегова, И. Б. Методологические аспекты изучения почв на современном этапе / И. Б. Арчегова // Вестник института биологии Коми научного центра Уральского отделения РАН. – 2007. – № 11(121). – С. 2-7.
7. Атлас почв Республики Коми / И. В. Забоева, А. И. Таскаев, Г. В. Добровольский и др. ; Институт биологии, Коми научный центр УрО РАН. – Сыктывкар : ООО «Коми республиканская типография», 2010. – 356 с.
8. Атлас Республики Коми по климату и гидрологии / под ред. А. И. Таскаев. – Москва : Дрофа. – 1997. – 115 с.
9. Банников, М. В. Изменение свойств пирогенно-торфяных почв под влиянием факторов почвообразования / М. В. Банников, А. И. Поздняков, Е. М. Шевченко и

др. // Вестник Московского университета. Серия 17: Почвоведение. – 2004. – № 1. – С. 37-43.

10. Безкоровайная, И. Н. Пирогенная трансформация почв сосняков средней тайги Красноярского края / И. Н. Безкоровайная, Г. А. Иванова, П. А. Тарасов и др. // Сибирский экологический журнал. – 2005. – Т. 12, № 1. – С. 143-152.

11. Безкоровайная, И. Н. Азотный фонд песчаных подзолов после контролируемых выжиганий сосняков Средней Сибири / И. Н. Безкоровайная, П. А. Тарасов, Г. А. Иванова и др. // Почвоведение. – 2007. – № 6. – С. 775-783.

12. Безкоровайная, И. Н. Структурно-функциональная организация почвенных беспозвоночных нарушенных лесных экосистем / И. Н. Безкоровайная ; Сибирский федеральный университет, Институт экономики, управления и природопользования. – Красноярск : Сибирский федеральный университет, 2014. – 97 с.

13. Безносиков, В. А. Гуминовые вещества и полициклические ароматические углеводороды в тундровых почвах / В. А. Безносиков, Е. Д. Лодыгин, Д. Н. Габов, Р. С. Василевич // Теоретическая и прикладная экология. – 2015. – № 1. – С. 44-52.

14. Блинова, С. А. Пожар как феномен культуры: универсальные параметры восприятия / С. А. Блинова // Вестник культуры и искусств. – 2019. – № 3(59). – С. 88-94.

15. Бобкова, К. С. Биологическая продуктивность и компоненты баланса углерода в молодняках сосны / К. С. Бобкова // Лесоведение. – 2005. – № 6. – С. 30-37.

16. Бобкова, К. С. Биологическая продуктивность и компоненты баланса углерода в заболоченных коренных ельниках Севера / К. С. Бобкова // Лесоведение. – 2007. – № 6. – С. 45-54.

17. Бобровский, М. В. Лесные почвы Европейской России: биотические и антропогенные факторы формирования / М. В. Бобровский ; Российская академия наук, Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения. – Москва : КМК, 2010. – 359 с.

18. Богатырев, Л. Г. О некоторых теоретических аспектах исследования лесных подстилок / Л. Г. Богатырев, В. В. Демин, Г. В. Матышак, В. А. Сапожникова // Лесоведение. – 2004. – № 4. – С. 17-29.

19. Богатырев, Л. Г. О генетических и классификационных вопросах в области лесных подстилок / Л. Г. Богатырев, М. С. Малинина, В. М. Телеснина, и др. //

Разнообразие лесных почв и биоразнообразие лесов : материалы V Всероссийской с международным участием научной конференции по лесному почвоведению. – Пушкино : ИФХиБПП РАН, 2013. – С. 29-31

20. Богатырев, Л. Г. Комплексный подход к изучению лесной подстилки хвойных и хвойно-широколиственных лесов / Л. Г. Богатырев, В. А. Кузнецов, В. М. Телеснина и др. // Лесоведение. – 2024. – № 5. – С. 519-533. DOI: 10.31857/S0024114824050073.

21. Богданов, В. В. Влияние низовых пожаров на подвижность органического вещества почвы в лиственничниках криолитозоны средней Сибири / В. В. Богданов, А. С. Прокушкин, С. Г. Прокушкин // Вестник Красноярского государственного аграрного университета. – 2009. – № 2. – С. 88-93.

22. Борисова, О. К. Ландшафтно-климатические изменения в голоцене / О. К. Борисова // Известия Российской академии наук. Серия географическая. – 2014. – № 2. – С. 5-20. DOI: 10.15356/0373-2444-2014-2-5-20.

23. Брюханов, А. В. Оценка эмиссий углерода при пожарах на вырубках в хвойных лесах Центральной и Южной Сибири / А. В. Брюханов, С. В. Верховец // Сибирский экологический журнал. – 2005. – Т. 12, № 1. – С. 109-112.

24. Ваганов, Е. А. Леса и болота Сибири в глобальном цикле углерода / Е. А. Ваганов, Э. Ф. Ведрова, С. В. Верховец и др. // Сибирский экологический журнал. – 2005. – Т. 12, № 4. – С. 631-650.

25. Виноградова, А. А. Лесные пожары в Сибири и на Дальнем Востоке: эмиссии и атмосферный перенос чёрного углерода в Арктику / А. А. Виноградова, Н. С. Смирнов, В. Н. Коротков, А. А. Романовская // Оптика атмосферы и океана. – 2015. – Т. 28, № 6. – С. 512-520. DOI: 10.15372/AOO20150603.

26. Волокитин, А. В. Новый мезолитический памятник Парч 3 на Вычегде / А. В. Волокитин, Л. А. Коноваленко // Памятники эпохи камня и металла Северного Приуралья. – Сыктывкар : Коми филиал АН СССР, 1988. – С. 19-32.

27. Волокитина, А. В. Прогноз поведения лесных пожаров / А. В. Волокитина и др. ; отв. ред. П. А. Цветков ; Сибирское отделение Российской академии наук, Институт леса им. В. Н. Сукачёва. – Красноярск : Издательство СО РАН, 2010. – 210 с.

28. Волокитина, А. В. Прогнозирование поведения пожаров растительности / А. В. Волокитина, Т. М. Софронова, М. А. Корец // Известия высших учебных заведений. Лесной журнал. – 2020. – № 1(373). – С. 9-25.
29. Вомперский, С. Э. Заболоченность территории России как фактор связывания атмосферного углерода / С. Э. Вомперский, О. П. Цыганова, А. Г. Ковалев и др. // Круговорот углерода на территории России : Избранные научные труды по проблеме: Глобальная эволюция биосферы. Антропогенный вклад / под общ. ред. академика Г. А. Заварзина. – Москва, 1999. – С. 124-145.
30. Вомперский, С. Э. Оценка пула углерода болот по субъектам Российской Федерации / С. Э. Вомперский, А. А. Сирин, Т. В. Глухова, О. П. Цыганова, Н. А. Валяева // Лесоведение. – 2024. – № 2. – С. 115-125. DOI: 10.31857/S0024114824020019.
31. Вомперский, С. Э. Оценка площади болотных и заболоченных лесов России / С. Э. Вомперский, А. А. Сирин, А. А. Сальников, О. П. Цыганова, Н. А. Валяева // Лесоведение. – 2011. – № 5. – С. 3-11.
32. Габбасова, И. М. Пирогенная деградация осушенных торфяных почв / И. М. Габбасова, Р. Р. Сулейманов, Р. Н. Ситдилов, Т. Т. Гарипов // Почвоведение. – 2005. – № 6. – С. 724-730.
33. Габбасова, И. М. Влияние низовых пожаров на свойства и эрозию лесных почв Южного Урала (Башкирский государственный природный заповедник) / И. М. Габбасова, Т. Т. Гарипов, Р. Р. Сулейманов и др. // Почвоведение. – 2019. – № 4. – С. 412-421. DOI: 10.1134/S0032180X19040075.
34. Габов, Д. Н. Закономерности формирования полициклических ароматических углеводов в почвах северной и средней тайги / Д. Н. Габов, В. А. Безносиков, Б. М. Кондратенко, Е. В. Яковлева // Почвоведение. – 2008. – № 11. – С. 1334-1343.
35. Габов, Д. Н. Полициклические ароматические углеводороды в мерзлотных бугристых торфяниках криолитозоны / Д. Н. Габов, Е. В. Яковлева, Р. С. Василевич и др. // Почвоведение. – 2019. – № 9. – С. 1049-1062. DOI: 10.1134/S0032180X1909003X.
36. Геннадиев, А. Н. Факторы и особенности накопления пирогенных полициклических ароматических углеводов в почвах заповедных и

- антропогенно-изменённых территорий / А. Н. Геннадиев, А. С. Цибарт // Почвоведение. – 2013. – № 1. – С. 32. DOI: 10.7868/S0032180X13010024.
37. Геннадиев, А. Н. Углеводороды в почвах: происхождение, состав, поведение (обзор) / А. Н. Геннадиев, Ю. И. Пиковский, А. С. Цибарт, М. А. Смирнова // Почвоведение. – 2015. – № 10. – С. 1195. – DOI 10.7868/S0032180X15100020.
38. Гераськина, А. П. Пожары как фактор утраты биоразнообразия и функций лесных экосистем / А. П. Гераськина, Д. Н. Тебенькова, Д. В. Ершов и др. // Вопросы лесной науки. – 2021. – Т. 4, № 2. DOI: 10.31509/2658-607x-202142-11.
39. Гладков, Г. В. Восстановление почвенного микробиома в различных почвенных горизонтах после верхового и низового лесных пожаров / Г. В. Гладков, Е. Ю. Чебыкина, Е. В. Евдокимова и др. // Экологическая генетика. – 2020. – Т. 18, № 3. – С. 343–356.
40. Глинка, К. Д. Задачи исторического почвоведения / К. Д. Глинка // Зап. Ново-Александр. ин-та сел. Хоз-ва и лесоводства. Варшава. – 1904. Т. – 16. 20 с.
41. Голубева, Ю. В. Климат и растительность послеледниковья на территории Республики Коми / Ю. В. Голубева // Литосфера. – 2008. – № 2. – С. 124–132.
42. Голубева, Ю. В. Палеогеография и палеоклимат позднеледниковья и голоцена в северной и средней подзонах тайги Тимано-Печоро-Вычегодского региона (по палинологическим данным) : дис. ... канд. геол.-минерал. наук : 25.00.02 / Голубева Юлия Владимировна. – Сыктывкар, 2010. – 112 с.
43. Голубева, Ю. В. Расчленение голоценовых отложений в среднем течении реки Ижмы по результатам комплексного анализа / Ю. В. Голубева, М. Н. Буравская // Сб. науч. тр. XII Всероссийской палинологической конф. «Палинология: стратиграфия и геоэкология». – СПб. : Изд-во ВНИГРИ, 2008. – Т. II. – С. 107-109.
44. Гонгальский, К. Б. Лесные пожары и почвенная фауна / К. Б. Гонгальский. – Москва : Общество с ограниченной ответственностью Товарищество научных изданий КМК, 2014. – 169 с.
45. Горбач, Н. М. Динамика пожаров на Северо-Востоке европейской части России в голоцене / Н. М. Горбач, И. Н. Кутявин, В. В. Старцев, А. А. Дымов // Теоретическая и прикладная экология. – 2021. – № 3. – С. 104-110. DOI: 10.25750/1995-4301-2021-3-104-110.

46. Горбач, Н. М. Влияние температуры горения и состава органогенных горизонтов почв на содержание ПАУ (результаты лабораторного эксперимента) / Н. М. Горбач, Е. В. Яковлева, А. А. Дымов // Почвоведение. – 2024. – № 5. – С. 756-769. – DOI: 10.31857/S0032180X24050084.
47. Горячкин, С. В. Почвенный покров Севера (структура, генезис, экология, эволюция) / С. В. Горячкин ; Российская академия наук, Институт географии, Российский фонд фундаментальных исследований. – Москва : ГЕОС, 2010. – 414 с.
48. ГОСТ 17644-83. Торф. Методы отбора проб из залежи и обработки их для лабораторных испытаний. – Москва : Изд-во стандартов, 1983. – 14 с.
49. ГОСТ 28245-89. Торф. Методы определения ботанического состава и степени разложения торфа. Государственный комитет по стандартам. – М.: Стандартиформ, 1989. – 9 с.
50. Гродницкая, И. Д. Дыхательная активность и биоразнообразие микробиомов подзолистых почв постпирогенных еловых лесов Красноярского края и Республики Коми / И. Д. Гродницкая, О. Э. Пашкеева, В. В. Старцев, А. А. Дымов // Почвоведение. – 2023. – № 6. – С. 758-773. DOI: 10.31857/S0032180X22601347.
51. Девятова, Э. И. Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода в бассейне р. Мезени / Э. И. Девятова, Э. И. Лосева. Л.: Наука, 1964. 106 с.
52. Десяткин, Р. В. Влияние увеличения глубины деятельного слоя почвы на изменение водного баланса в криолитозоне / Р. В. Десяткин, А. Р. Десяткин // Почвоведение. – 2019. – № 11. – С. 1393-1402. DOI 10.1134/S0032180X19110030.
53. Десяткин, Р. В. Влияние крупных лесных пожаров 2021 года на растительность и почвы на территории распространения лёгких почвообразующих пород Центральной Якутии / Р. В. Десяткин, М. Х. Николаева, А. З. Иванова, А. Р. Десяткин, М. В. Оконешникова, Н. В. Филиппов // Бюллетень Почвенного института имени В. В. Докучаева. – 2024. – № 118. – С. 231-275. DOI 10.19047/0136-1694-2024-118-231-275
54. Добровольский, Г. В. Сохранение почв как незаменимого компонента биосферы / Г. В. Добровольский, Е. Д. Никитин. М.: Наука, 2000. 185 с.
55. Добровольский, Г. В. (отв. ред.). Деградация и охрана почв. – М.: Изд-во МГУ, 2002. – 654 с.

56. Домбровская, А. В. Атлас растительных остатков, встречаемых в торфе / А. В. Домбровская, М. М. Коренева, С. Н. Тюремнов. М.: Государственное энергетическое издательство, 1959. 228 с.
57. Дудникова, С. Н. Содержание полиаренов в растениях семейства мятликовые, произрастающих на территории многолетнего техногенного воздействия / С. Н. Дудникова, С. Н. Сушкова, Т. М. Минкина и др. // Экологические проблемы. Взгляд в будущее: сборник трудов IX Международной научно-практической конференции, Ростов-на-Дону, 22-23 октября 2020 года / Под редакцией Ю. А. Фёдорова; Южный федеральный университет. – Ростов-на-Дону – Таганрог: Южный федеральный университет, 2020. – С. 235-238.
58. Дурягина, Д. А. Палинология плейстоцена северо-востока европейской части России / Д. А. Дурягина, Л. А. Коноваленко. СПб.: Наука, 1993. 124 с.
59. Дымов, А. А. Сукцессии почв в бореальных лесах Республики Коми / А. А. Дымов. – Москва : Общество с ограниченной ответственностью «Издательство ГЕОС», 2020. – 336 с. DOI: 10.34756/GEOS.2020.10.37828.
60. Дымов, А. А. Пирогенные изменения подзолов иллювиально-железистых (средняя тайга, Республика Коми) / А. А. Дымов, Ю. А. Дубровский, Д. Н. Габов // Почвоведение. – 2014. – № 2. – С. 144. DOI: 10.7868/S0032180X14020051.
61. Дымов, А. А. Состав и гидрофобные свойства органического вещества денсиметрических фракций почв Приполярного Урала / А. А. Дымов, Е. Ю. Милановский, В. А. Холодов // Почвоведение. – 2015. – № 11. – С. 1335. DOI: 10.7868/S0032180X15110052.
62. Дымов, А. А. Сравнение методов определения соединений углерода пирогенно изменённых органических соединений / А. А. Дымов, В. В. Старцев, Н. М. Горбач и др. // Почвоведение. – 2021. – № 11. – С. 1332-1345. DOI: 10.31857/S0032180X2111006X.
63. Дьяконов, К. Н. Роль пожаров в динамике ландшафтов юго-восточной Мещёры в голоцене / К. Н. Дьяконов, Е. Ю. Новенко, И. В. Мироненко и др. // Доклады Академии наук. – 2017. – Т. 477, № 2. – С. 233-239. DOI: 10.7868/S0869565217320202.
64. Елина, Г. А. Картографирование растительности и ландшафтов на временных срезах голоцена таёжной зоны восточной Фенноскандии : монография / Г. А. Елина,

- А. Д. Лукашов, П. Н. Токарев ; Российская академия наук, Карельский научный центр, Институт биологии. – СПб. : Наука, 2005. – 112 с.
65. Ершов, В. В. Оценка динамики состава почвенных вод северотаёжных лесов при снижении аэротехногенного загрязнения выбросами медно-никелевого комбината / В. В. Ершов, Н. В. Лукина, М. А. Орлова, Л. Г. Исаева, В. Э. Смирнов, Т. Т. Горбачёва // Сибирский экологический журнал. – 2019. – Т. 26, № 1. – С. 119-132. DOI: 10.15372/SEJ20190110.
66. Захаренков, А. С. Недревесные ресурсы леса юга Дальнего Востока (Основы оптимизации управления и использования) : дис. канд. с.-х. наук : 06.03.03 / Захаренков Андрей Сергеевич. – Уссурийск, 2003. – 211 с.
67. Ильина, В. Н. Пирогенное воздействие на растительный покров / В. Н. Ильина // Самарская Лука: проблемы региональной и глобальной экологии. – 2011. – Т. 20, № 2. – С. 4-30.
68. Инишева, Л. И. Торфяные почвы: их генезис и классификация / Л. И. Инишева // Почвоведение. – 2006. – № 7. – С. 781-786.
69. Каплюк, Л. Ф. Влияние пожаров на водно-физические свойства бурых лесных почв горного Крыма / Л. Ф. Каплюк, А. Ф. Поляков // Почвоведение. – 1980. – № 8. – С. 99-107.
70. Карпачевский, Л. О. Зеркало ландшафта / Л. О. Карпачевский. – Москва : Мысль, 1983. – 156 с.
71. Карпенко, Л. В. Реконструкция пожаров в девственных лесах на междуречье Сым-Дубчес в голоцене / Л. В. Карпенко, А. С. Прокушкин // Сибирский лесной журнал. – 2019. – № 5. – С. 61-69.
72. Карпенко, Л. В. Реконструкция локальных пожаров в голоцене по данным содержания макрочастиц угля в торфяной залежи в долине реки Дубчес / Л. В. Карпенко, А. В. Гренадерова, А. Б. Михайлова, О. В. Подобуева // Сибирский лесной журнал. – 2022. – № 4. – С. 3-13. DOI: 10.15372/SJFS20220401.
73. Казеев, К. Ш. Оценка влияния разных факторов пирогенного воздействия на биологические свойства чернозёма / К. Ш. Казеев, М. Ю. Одашян, А. В. Трушков, С. И. Колесников // Почвоведение. – 2020. – № 11. – С. 1372-1382. DOI: 10.31857/S0032180X20110064.

74. Климанов, В. А. Динамика торфонакопления болотами Северной Евразии за последние 3000 лет / В. А. Климанов, А. А. Сирин // Доклады Академии наук. – 1997. – Т. 354, № 5. – С. 683-686.
75. Ковалев, И. В. Экологические функции почв и вызовы современности / И. В. Ковалев, Н. О. Ковалева // Экологический вестник Северного Кавказа. – 2020. – Т. 16, № 2. – С. 4-16.
76. Коми лесопожарный центр (ГАУ РК, Министерство природных ресурсов и охраны окружающей среды). URL: <https://geo.rkomi.ru/viewer/fires> (дата обращения: 31.10.2025).
77. Копчик, Г. Н. Оценка запасов углерода в почвах лесных экосистем как основа мониторинга климатически активных веществ / Г. Н. Копчик, С. В. Копчик, Ю. В. Куприянова, М. С. Кадулин, И. Е. Смирнова // Почвоведение. – 2023. – № 12. – С. 1686-1702. DOI: 10.31857/S0032180X23601329.
78. Котельников, Р. В. Роль прикладных научных исследований в области охраны лесов от пожаров в период климатических изменений / Р. В. Котельников, М. Е. Конюшенков, А. В. Брюханов // Лесохозяйственная информация. – 2024. – № 4. – С. 56-67. DOI: 10.24419/LHI.2304-3083.2024.4.06.
79. Кошовский, Т. С. Послепожарное состояние таёжных почв хребта Хамар-Дабан (Прибайкалье) / Т. С. Кошовский, А. Н. Геннадиев, Н. С. Гамова и др. // Почвоведение. – 2022. – № 9. – С. 1098-1111. DOI: 10.31857/S0032180X22090118.
80. Красильников, П. В. Устойчивые соединения углерода в почвах: происхождение и функции / П. В. Красильников // Почвоведение. – 2015. – № 9. – С. 1131-1131. DOI: 10.7868/S0032180X15090075.
81. Краснощеков, Ю. Н. Трансформация свойств лесной подстилки при контролируемом выжигании шелкопрядников в Нижнем Приангарье / Ю. Н. Краснощеков, И. Н. Безкоровайная, В. В. Кузьмиченко // Почвоведение. – 2007. – № 2. – С. 170-178.
82. Краснощеков, Ю. Н. Постпирогенная изменчивость лесных почв в горном Прибайкалье / Ю. Н. Краснощеков, Ю. С. Чередникова ; Красноярский научный центр Института леса им. В. Н. Сукачёва. – Новосибирск, 2022. – 164 с. DOI: 10.53954/9785604782354.

83. Краснощеков, Ю. Н. Трансформация почвозащитных функций горных лесов под влиянием пожаров в центральной экологической зоне Байкальской природной территории / Ю. Н. Краснощеков // География и природные ресурсы. – 2013. – № 4. – С. 64-72.
84. Краснощеков, Ю. Н. Почвы горных лесов Прибайкалья и их трансформация под влиянием пожаров / Ю. Н. Краснощеков // Почвоведение. – 2018. – № 4. – С. 387-401. DOI: 10.7868/S0032180X18040019.
85. Кузьмин, Я. В. Радиоуглеродный метод и его применение в современной науке / Я. В. Кузьмин // Вестник Российской академии наук. – 2011. – Т. 81, № 2. – С. 127-133.
86. Куприянов, Д. А. Реконструкция динамики лесных пожаров Центральной Мещёры в голоцене (по данным палеоантракологического анализа) / Д. А. Куприянов, Е. Ю. Новенко // Сибирский экологический журнал. – 2019. – Т. 26, № 3. – С. 253-263. DOI: 10.15372/SEJ20190302.
87. Курбатский, Н. П. Терминология лесной пирологии / Н. П. Курбатский // Вопросы лесной пирологии. – Красноярск : ИЛИД им. В. Н. Сукачёва СО АН СССР, 1972. – С. 172-231.
88. Лазарев, А. В. Справочник по торфу / под ред. А. В. Лазарева, С. С. Корчунова. – Москва : Недра, 1982. – 760 с.
89. Лойко, С. В. Гидрохимические параметры надмерзлотных вод мёрзлых болот Западной Сибири / С. В. Лойко, Т. В. Раудина, С. П. Кулижский // Почвенные ресурсы Сибири: вызовы XXI века. – Новосибирск : Издательский Дом Томского государственного университета, 2017. – С. 102-107. DOI: 10.17223/9785946216456/24.
90. Лойко, С. В. Древесные угли в подзолах средней тайги Западной Сибири как индикатор истории геосистем / С. В. Лойко, Д. М. Кузьмина, А. А. Дудко, А. О. Константинов, Ю. А. Васильева, А. О. Курасова, А. Г. Лим, С. П. Кулижский // Почвоведение. – 2022. – Т. 55, № 2. – С. 176-192. DOI: 10.31857/S0032180X22020083.
91. Макеев, А. О. Горизонты палеопочвоведения / А. О. Макеев, А. В. Русаков // Вестник Московского университета. Серия 17. Почвоведение. – 2023. – № 4. – С. 29-43. DOI: 10.55959/MSU0137-0944-17-2023-78-4-29-43.

92. Максимова, Е. Ю. Свойства почв Тольяттинского соснового бора после катастрофических пожаров 2010 г. / Е. Ю. Максимова, А. С. Цибарт, Е. В. Абакумов // Почвоведение. – 2014. – № 9. – С. 1131-1131.
93. Мариева, Н. А. Палинологическая характеристика торфяника в окрестностях озера Донты (Усть-Куломский район) / Н. А. Мариева // Материалы X научной конференции «Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента». – Сыктывкар : Геопринт, 2001. – С. 132-133.
94. Марченко-Вагапова, Т. И. Палинологическая и диатомовая характеристики природной среды в голоцене района средней Вычегды / Т. И. Марченко-Вагапова, Н. А. Мариева // Вестник Института геологии. – 2001. – № 10. – С. 6-9.
95. Масягина, О. В. Моделирование термического воздействия пожаров на физико-химические свойства и микробную активность подстилки криогенных почв / О. В. Масягина, И. В. Токарева, А. С. Прокушкин // Почвоведение. – 2014. – № 8. – С. 971-971. DOI: 10.7868/S0032180X14080097.
96. Мелехов, И. С. Современные вопросы охраны лесов от пожаров и борьбы с ними / И. С. Мелехов. – Москва : Лесная промышленность, 1965. – 272 с.
97. Мордкович, В. Г. Влияние пожара на население педобионтов берёзово-осинового колка южной лесостепи Западной Сибири / В. Г. Мордкович, О. Г. Березина // Евразийский энтомологический журнал. – 2009. – Т. 8, № 3. – С. 279-283.
98. Московченко, Д. В. Биогеохимические особенности верховых болот Западной Сибири / Д. В. Московченко // География и природные ресурсы. – 2006. – № 1. – С. 63-70.
99. Немкова, В. К. История растительности Предуралья за поздне- и послеледниковое время / В. К. Немкова // Актуальные вопросы современной геохронологии. – Москва : Наука, 1976. – С. 259-275.
100. Никифорова, Л. Д. Изменение природной среды в голоцене на северо-востоке Европейской части СССР : автореф. дис. канд. геогр. наук / Л. Д. Никифорова. – Москва, 1980. – 25 с.
101. Никифорова, Л. Д. Динамика ландшафтных зон голоцена Северо-Востока Европейской части СССР / Л. Д. Никифорова // Развитие природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. – Москва : Наука, 1982. – С. 154-162.

102. Новенко, Е. Ю. Динамика растительности и экологических условий в центре Восточно-Европейской равнины в голоцене / Е. Ю. Новенко, Н. Г. Мазей, Д. А. Куприянов и др. // Экология. – 2018. – № 3. – С. 184-193. DOI: 10.7868/S0367059718030034.
103. Опекунов, А. Ю. Техногенная трансформация состава донных отложений рек и каналов Санкт-Петербурга / А. Ю. Опекунов, Е. С. Митрофанова, М. Г. Опекунова // Геоэкология. Инженерная геология, гидрогеология, геокриология. – 2017. – № 4. – С. 48-61.
104. Паутов, Ю. А. Лесное хозяйство и лесные ресурсы Республики Коми / Ю. А. Паутов, М. Ф. Шутиков, Н. А. Попова и др. – Москва : Издательско-продюсерский центр «Дизайн. Информация. Картография», 2000. – 512 с.
105. Паюсова, И. В. Изменение верхних горизонтов почв и лизиметрических вод в первые годы после низового пожара в сосняке лишайниковом Республики коми / И. В. Паюсова, Д. Н. Габов, И. В. Груздев, А. А. Дымов // Почвоведение. – 2024. – № 12. – С. 1918-1930. DOI: 10.31857/S0032180X24120175.
106. Петров, Д. Г. Пирогенно-экстремальные почвы северной и средней тайги России / Д. Г. Петров, А. А. Гольева // Вестник Московского университета. Серия 17: Почвоведение. – 2023. – № 1. – С. 16-24. DOI: 10.55959/MSU0137-0944-17-2023-78-1-16-24.
107. Польшов, Б. Б. Время как фактор почвообразования / Б. Б. Польшов // Изв. Почв. Комитета. – 1917. – № 3-4. – С. 156-171.
108. Пономарев, Е. И. Влияние послепожарных температурных аномалий на сезонное протаивание почв мерзлотной зоны Средней Сибири по дистанционным данным / Е. И. Пономарев, Т. В. Пономарева // Сибирский экологический журнал. – 2018. – Т. 25, № 4. – С. 479-488. DOI: 10.15372/SEJ20180408.
109. Пономарев, Е. И. Спутниковый мониторинг пожаров и моделирование послепожарных эффектов в бореальных лесах Сибири / Е. И. Пономарев, Т. В. Пономарева, О. В. Масагина, Е. Г. Швецов // Экологическая, промышленная и энергетическая безопасность-2019. – 2019. – С. 1298-1302.
110. Потапенко, Л. М. Строение и условия формирования террас бассейна р. Вычегды / Л. М. Потапенко // Вестник Московского университета. Серия 5: География. – 1971. – № 3. – С. 97-103.

111. Потапенко, Л. М. Четвертичные отложения и развитие рельефа бассейнов рек Вычегды и средней Мезени : автореф. дис. канд. геогр. наук / Л. М. Потапенко. – Москва, 1975. – 24 с.
112. Прокушкин, А. С. Влияние нагревания на органическое вещество лесных подстилок и почв в условиях эксперимента / А. С. Прокушкин, И. В. Токарева // Почвоведение. – 2007. – № 6. – С. 698-706.
113. Производительные силы Коми АССР. Т. 1: Геологическое строение и полезные ископаемые / Коми филиал АН СССР. – Сыктывкар, 1953. – 463 с.
114. Пыльцевой анализ / под ред. И. М. Покровской. – Москва : Госгеоиздат, 1950. – 571 с.
115. Решетова, С. А. Реконструкция растительности Читино-Ингодинской впадины (Забайкалье) в позднем голоцене / С. А. Решетова // Геосферные исследования. – 2018. – № 4. – С. 56-63. DOI: 10.17223/25421379/9/6.
116. Санников, С. Н. Естественное возобновление сосны на сплошных вырубках и горях и пути его улучшения / С. Н. Санников // Природа и лесное хозяйство Припышминских боров. – 1997. – С. 23-26.
117. Сапожников, А. П. Послепожарное почвообразование в кедрово-широколиственных лесах / А. П. Сапожников, Л. О. Карпачевский, Л. С. Ильина // Лесной вестник. – 2001. – № 1. – С. 132-165.
118. Сидорчук, А. Ю. Палеогидрология нижней Вычегды в позднеледниковье и голоцене / А. Ю. Сидорчук, О. К. Борисова, Н. Н. Ковалюх, А. В. Панин, А. В. Чернов // Вестник МГУ. Серия 5: География. – 1999. – № 5. – С. 35-42.
119. Сирин, А. А. Глубина прогорания торфа и потери углерода при лесном подземном пожаре / А. А. Сирин, Д. А. Макаров, И. Гуммерт и др. // Лесоведение. – 2019. – № 5. – С. 410-422. DOI: 10.1134/S0024114819050097.
120. Скрынникова, И. Н. К вопросу об истории исследования, принципы классификации и систематики болотных почв СССР / И. Н. Скрынникова // Почвоведение. – 1954. – № 4. – С. 37-50.
121. Смирнова, Т. И. Развитие растительности юго-восточной части Большеземельской тундры в верхнем плейстоцене и голоцене / Т. И. Смирнова // Геология кайнозоя севера Европейской части СССР. – Москва : Изд-во МГУ, 1966. – С. 153-166.

122. Смола, В. И. ПАУ в окружающей среде: проблемы и решения : в 2 ч. Ч. 1 / В. И. Смола. – Москва : Полиграф сервис, 2013. – 384 с.
123. Софронов, М. А. Типы основных проводников горения при низовых пожарах / М. А. Софронов, А. В. Волокитина // Лесной журнал. – 1985. – № 5. – С. 12-17.
124. Сурова, Т. Г. О динамике растительного покрова, климата и оледенения на Полярном Урале в голоцене (по данным палинологических исследований) / Т. Г. Сурова, Л. С. Троицкий // Палинология голоцена. – Москва : Наука, 1971. – С. 121-135.
125. Сурова, Т. Г. Палеогеография и абсолютная хронология голоцена Полярного Урала / Т. Г. Сурова, Л. С. Троицкий, Я. М. Пуннинг // Известия АН ЭССР. Химия, Геология. – Таллин, 1975. – Т. 24, № 2. – С. 152-159. DOI: 10.3176/chem.geol.1975.2.07.
126. Сушкова, С. Н. Накопление бенз[а]пирена в растениях разных видов и органогенном горизонте почв степных фитоценозов при техногенном загрязнении / С. Н. Сушкова, Е. В. Яковлева, Т. М. Минкина и др. // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. – 2020. – Т. 331, № 12. – С. 200-214. DOI: 10.18799/24131830/2020/12/2953.
127. Тарасова, В. Н. Изучение восстановления лишайникового покрова после катастрофических нарушений в бореальных лесах: методические аспекты и исследуемые характеристики / В. Н. Тарасова, В. И. Андросова, В. В. Горшков, Р. В. Игнатенко, И. Ю. Баккал, Р. О. Обабко // Теоретическая и прикладная экология. – 2021. – № 1. – С. 112-118. DOI: 10.25750/1995-4301-2021-1-112-118.
128. Тонконогов, В. Д. Глинисто-дифференцированные почвы европейской России / В. Д. Тонконогов. – Москва : Почвенный институт им. В. В. Докучаева, 1999. – 156 с.
129. Токарева, И. В. Особенности ионного стока в ручьи криолитозоны Центральной Эвенкии при воздействии пожаров / И. В. Токарева, А. С. Прокушкин // Лесной и химический комплексы — проблемы и решения : сб. ст. по итогам Всерос. науч.-практ. конф. : в 2 т. – Красноярск, 2016. – Т. 1. – С. 46-49.
130. Федорова, Т. Е. Анализ химического состава гуминоподобных веществ луги подсолнечника, подвергнутой окислительному аммонолизу при механическом воздействии, методом количественной спектроскопии ЯМР ^1H и ^{13}C / Т. Е. Федорова,

- Д. В. Дудкин, А. В. Рохин, Л. А. Першина, В. А. Бабкин // Химия растительного сырья. – 2003. – № 4. – С. 25-29.
131. Хаустов, А. П. Трансформация нефтепродуктов как источник токсичных загрязнений природных сред / А. П. Хаустов, М. М. Редина // Экология и промышленность России. – 2012. – № 12. – С. 38-44.
132. Холодов, В. А. Строение гуминовых кислот почв зонального ряда по данным спектроскопии ЯМР ^{13}C / В. А. Холодов, А. И. Константинов, А. В. Кудрявцев, И. В. Перминова // Почвоведение. – 2011. – № 9. – С. 1064-1073.
133. Хотинский, Н. А. Лесные фазы на верховых болотах в голоцене / Н. А. Хотинский // Лесоведение. – 1968. – № 3. – С. 91-95.
134. Хотинский, Н. А. Корреляция голоценовых отложений и абсолютная хронология схемы Блитта-Сернандера / Н. А. Хотинский // Голоцен. – Москва : Наука, 1969. – С. 78-90.
135. Хотинский, Н. А. Главные этапы развития растительности и климата Урала в голоцене / Н. А. Хотинский, В. К. Немкова, Т. Г. Сурова // Вопросы археологии Урала. – 1982. – Вып. 16. – С. 145-153.
136. Центр по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды Республики Коми. URL: <http://meteork.ru> (дата обращения: 31.10.2025)
137. Цибарт, А. С. Полициклические ароматические углеводороды в почвах: источники, поведение, индикационное значение (обзор) / А. С. Цибарт, А. Н. Геннадиев // Почвоведение. – 2013. – № 7. – С. 788. DOI: 10.7868/S0032180X13070125.
138. Чевычелов, А. П. География, состав и свойства пирогенно-трансформированных мерзлотных почв Якутии / А. П. Чевычелов // Международный журнал прикладных и фундаментальных исследований. – 2013. – № 8-2. – С. 193-196.
139. Чернова, О. В. Комплексный подход к картографической оценке запасов органического углерода в почвах России / О. В. Чернова, О. М. Голозубов, И. О. Алябина, Д. Г. Щепашенко // Почвоведение. – 2021. – № 3. – С. 273-286. DOI: 10.31857/S0032180X21030047.

140. Чуков, С. Н. Использование ^{13}C ЯМР-спектроскопии в исследовании органического вещества почв (обзор) / С. Н. Чуков, Е. Д. Лодыгин, Е. В. Абакумов // Почвоведение. – 2018. – № 8. – С. 952-964. DOI: 10.1134/S0032180X18080026.
141. Шопина, О. В. Микроэлементный состав флювиогляциальных песков как фактор повышенного фиторазнообразия в полесских ландшафтах / О. В. Шопина, Н. Г. Кадетов, И. Н. Семенов // Теоретическая и прикладная экология. – 2021. – № 1. – С. 154-158. DOI: 10.25750/1995-4301-2021-1-154-158.
142. Яковлева, Е. В. Биоаккумуляция полициклических ароматических углеводов в системе почва-растение / Е. В. Яковлева, В. А. Безносиков, Б. М. Кондратенок и др. // Агрохимия. – 2008. – № 9. – С. 66-74.
143. Яковлева, Е. В. Участие растений в формировании состава полициклических ароматических углеводов торфяников / Е. В. Яковлева, Д. Н. Габов, Р. С. Василевич, Н. Н. Гончарова // Почвоведение. – 2020. – № 3. – С. 316-329. DOI: 10.31857/S0032180X20030107.
144. Яковлева, Е. В. Формирование состава полициклических ароматических углеводов бугристых болот в зональном ряду лесотундра-северная тундра / Е. В. Яковлева, Д. Н. Габов, Р. С. Василевич // Почвоведение. – 2022. – № 3. – С. 296-314. DOI: 10.31857/S0032180X22030145.
145. Alcañiz, M. Effects of prescribed fires on soil properties: A review / M. Alcañiz, L. Outeiro, M. Francos, X. Úbeda // Science of the Total Environment. – 2018. – Vol. 613. – P. 944-957. DOI: 10.1016/j.scitotenv.2017.09.144.
146. Alexander, H. D. Impacts of increased soil burn severity on larch forest regeneration on permafrost soils of far northeastern Siberia / H. D. Alexander, S. M. Natali, M. M. Loranty, S. M. Ludwig, V.V. Spektor et al. // Forest Ecology and Management. – 2018. – Vol. 417. – P. 144-153. DOI: 10.1016/j.foreco.2018.03.008.
147. Alexis, M. A. Thermal alteration of organic matter during a shrubland fire: a field study / M. A. Alexis, C. Rumpel, H. Knicker, J. Leifeld, D. Rasse, et al. // Organic Geochemistry. – 2010. – Vol. 41, № 7. – P. 690-697. DOI: 10.1016/j.orggeochem.2010.03.003.
148. Andela, N. A human-driven decline in global burned area / N. Andela, D. C. Morton, L. Giglio, Y. Chen, G. R. van der Werf et al. // Science. – 2017. – Vol. 356. – P. 1356-1362. DOI: 10.1126/science.aal4108.

149. Araya, S. N. Thermal alteration of soil organic matter properties: a systematic study to infer response of Sierra Nevada climosequence soils to forest fires / S. N. Araya, M. L. Fogel, A. A. Berhe // *Soil. – 2 Newton* 2017. – Vol. 3, № 1. – P. 31-44. DOI: 10.5194/soil-3-31-2017.
150. Artaxo, P. Tropical and boreal forest atmosphere interactions: A review / P. Artaxo, H. C. Hansson, M. O. Andreae, J. Bäck, E. G. Alves et al. // *Tellus. Series B: Chemical and Physical Meteorology*. – 2022. – Vol. 74. – P. 24-163. DOI: 10.16993/tellusb.34.
151. Arunrat, N. Fire impacts on soil properties and implications for sustainability in rotational shifting cultivation: A review / N. Arunrat, P. Kongsurakan, L. W. Solomon, S. Sereenonchai // *Agriculture*. – 2024. – Vol. 14, № 9. – P. 1660. DOI: 10.3390/agriculture14091660.
152. Arunrat, N. Fire-induced changes in soil properties and bacterial communities in rotational shifting cultivation fields in northern Thailand / N. Arunrat, C. Sansupa, S. Sereenonchai, R. Hatano, R. Lal // *Biology*. – 2024. – Vol. 13, № 6. – P. 383. DOI: 10.3390/biology13060383.
153. Atanassova, I. Polycyclic aromatic hydrocarbons of anthropogenic and biopedogenic origin in a colluviated hydromorphic soil of Western Europe / I. Atanassova, G. W. Brümmer // *Geoderma*. – 2004. – Vol. 120, № 1–2. – P. 27-34. DOI: 10.1016/j.geoderma.2003.08.007.
154. Barhoumi, C. Gradually increasing forest fire activity during the Holocene in the northern Ural region (Komi Republic, Russia) / C. Barhoumi, O. Peyron, S. Joannin, D. Subetto, A. Kryshen et al. // *The Holocene*. – 2019. – Vol. 29. – P. 1906-1920. DOI: 10.1177/0959683619865593.
155. Barhoumi, C. Did long-term fire control the coniferous boreal forest composition of the northern Ural region (Komi Republic, Russia)? / C. Barhoumi, A. A. Ali, O. Peyron, L. Dugerdil, O. Borisova et al. // *Journal of Biogeography*. – 2020. – Vol. 47, № 11. – P. 2426-2441. DOI: 10.1111/jbi.13922.
156. Barhoumi, C. Holocene fire regime changes in the southern Lake Baikal region influenced by climate–vegetation–anthropogenic activity interactions / C. Barhoumi, M. Vogel, L. Dugerdil, H. Limani, S. Joannin et al. // *Forests*. – 2021. – Vol. 12, № 8. – P. 978. DOI: 10.3390/f12080978.

157. Barhoumi, C. Temperature and fire controls on vegetation dynamics in Northern Ural (Russia) boreal forests during the Holocene based on brGDGT and pollen data / C. Barhoumi, G. Ménot, S. Joannin, A. A. Ali, S. Ansanay-Alex et al. // *Quaternary Science Reviews*. – 2023. – Vol. 305. – P. 108014. DOI: 10.1016/j.quascirev.2023.108014.
158. Belyea, L. R. Feedback control of the rate of peat formation / L. R. Belyea, R. S. Clymo // *Proceedings of the Royal Society of London. Series B: Biological Sciences*. – 2001. – Vol. 268, № 1473. – P. 1315-1321. DOI: 10.1098/rspb.2001.1665.
159. Bento-Gonçalves, A. Fire and soils: Key concepts and recent advances / A. Bento-Gonçalves, A. Vieira, X. Úbeda, D. Martin // *Geoderma*. – 2012. – Vol. 191. – P. 3-13. DOI: 10.1016/j.geoderma.2012.01.004.
160. Bezkorovaynaya, I. Dynamic of soil properties after forest fires in boreal ecosystems of Central Siberia (Russia) / I. Bezkorovaynaya, G. Ivanova, A. Prokushkin, S. Evgrafova, A. Klimchenko, P. Tarasov, I. Solnishkin // *Flamma*. – 2015. – No. 6 (2). – P. 81.
161. Bird, M. I. The pyrogenic carbon cycle / M. I. Bird, J. G. Wynn, G. Saiz, C. M. Wurster, A. McBeath // *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. – 2015. – Vol. 43, № 1. – P. 273-298. DOI: 10.1146/annurev-earth-060614-105038.
162. Blaauw, M. Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process / M. Blaauw, J. A. Christen // *Bayesian Analysis*. – 2011. – Vol. 6, № 3. – P. 457-474. DOI: 10.1214/11-BA618.
163. Blarquez, O. paleofire: An R package to analyse sedimentary charcoal records from the Global Charcoal Database to reconstruct past biomass burning / O. Blarquez, B. Vannière, J. R. Marlon, A. L. Daniau, M. J. Power et al. // *Computers & Geosciences*. – 2014. – Vol. 72. – P. 255-261. DOI: 10.1016/j.cageo.2014.07.020.
164. Bleken E., Mysterud I., Mysterud I. Forest fire and environmental management. – A technical report on forest fire as an ecological factor. Directorate for Fire and Electrical Safety and Department of Biology, University of Oslo, 1997. P. 266.
165. Blyakharchuk, T. A. Late Glacial and Holocene history of climate, vegetation landscapes and fires in South Taiga of Western Siberia based on radiocarbon dating and multi-proxy palaeoecological research of sediments from Shchuchye Lake / T. A. Blyakharchuk, M. van Hardenbroek, M. A. Pupyshcheva, S. N. Kirpotin, P. A. Blyakhatchuk // *Radiocarbon*. – 2024. – P. 1-24. DOI: 10.1017/RDC.2024.103.

166. Bobrovsky, M. V. Anthracological and morphological analysis of soils for the reconstruction of the forest ecosystem history (Meshchera Lowlands, Russia) / M. V. Bobrovsky, D. A. Kupriaynov, L. G. Khanina // *Quaternary International*. – 2019. – Vol. 516. – P. 70-82. DOI: 10.1016/j.quaint.2018.06.033.
167. Bobrovsky, M. V. Dynamics of diversity of woody species taxa under human impact in the Upper Volga Region (NW Russia) according to pedoanthracological data / M. V. Bobrovsky, D. A. Kupriyanov, A. L. Smirnov, L. G. Khanina, M. V. Dobrovolskaya et al. // *Diversity*. – 2023. – Vol. 15, № 3. – P. 403. DOI: 10.3390/d15030403.
168. Bond, W. J. Fire as global ‘herbivore’: The ecology and evolution of flammable ecosystems / W. J. Bond, J. E. Keeley // *Trends in Ecology and Evolution*. – 2005. – Vol. 20, № 7. – P. 387-394.
169. Botch, M. S. Carbon pools and accumulation in peatlands of the former Soviet Union / M. S. Botch, K. I. Kobak, T. S. Vinson, T. P. Kolchugina // *Global Biogeochemical Cycles*. – 1995. – Vol. 9, № 1. – P. 37-46. DOI: 10.1029/94GB03156.
170. Bowman, D. M. J. S. The human dimension of fire regimes on Earth / D. M. J. S. Bowman, J. Balch, P. Artaxo, W. J. Bond, M. A. Cochrane et al. // *Journal of Biogeography*. – 2011. – Vol. 38, № 12. – P. 2223-2236. DOI: 10.1111/j.1365-2699.2011.02595.x.
171. Brais, S. Impacts of wildfire severity and salvage harvesting on the nutrient balance of jack pine and black spruce boreal stands / S. Brais, P. David, R. Ouimet // *Forest Ecology and Management*. – 2000. – Vol. 137, Is. 1–3. – P. 231-243. DOI: 10.1016/S0378-1127(99)00331-X.
172. Brunauer, S. Adsorption of gases in multimolecular layers / S. Brunauer, P. H. Emmett, E. Teller // *Journal of the American Chemical Society*. – 1938. – Vol. 60. – P. 309-319.
173. Bryanin, S. Litter decomposition and nutrient dynamics in fire-affected larch forests in the Russian Far East / S. Bryanin, A. Kondratova, E. Abramova // *Forests*. – 2020. – Vol. 11, № 8. – P. 882. DOI: 10.3390/f11080882.
174. Bryant, R. Effect of oxygen deprivation on soil hydrophobicity during heating / R. Bryant, S. H. Doerr, M. Helbig // *International Journal of Wildland Fire*. – 2005. – Vol. 14, № 4. – P. 449-455. DOI: 10.1071/WF05035.

175. Byrne, B. Carbon emissions from the 2023 Canadian wildfires / B. Byrne, J. Liu, K. W. Bowman, M. Pascolini-Campbell, A. Chatterjee et al. // *Nature*. – 2024. – Vol. 633, № 8031. – P. 835-839. DOI: 10.1038/s41586-024-07878-z.
176. Buriánek, V. Ground vegetation as an important factor in the biodiversity of forest ecosystems and its evaluation in regard to nitrogen deposition / V. Buriánek, R. Novotný, K. Hellebrandová, V. Šrámek // *Journal of Forest Science*. – 2013. – Vol. 59. – P. 238-252. DOI: 10.17221/16/2013-JFS.
177. Burke, R. A. Effect of fire on soil-atmosphere exchange of methane and carbon dioxide in Canadian boreal forest sites / R. A. Burke, R. G. Zepp, M. A. Tarr, W. L. Miller, B. J. Stocks // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. – 1997. – Vol. 102, № D24. – P. 29289-29300. DOI: 10.1029/97JD01331.
178. Byrne, B. Carbon emissions from the 2023 Canadian wildfires / B. Byrne, J. Liu, K. W. Bowman, M. Pascolini-Campbell, A. Chatterjee et al. // *Nature*. – 2024. – Vol. 633, № 8031. – P. 835-839. DOI: 10.1038/s41586-024-07878-z.
179. Campos, I. Forest fires as potential triggers for production and mobilization of polycyclic aromatic hydrocarbons to the terrestrial ecosystem / I. Campos, N. Abrantes, P. Pereira, A. C. Micaelo, C. Vale, J. J. Keizer // *Land Degradation & Development*. – 2019. – Vol. 30, № 18. – P. 2360-2370. DOI: 10.1002/ldr.3427.
180. Cancelo-González, J. Effects of fire on cation content in water: A laboratory simulation study / J. Cancelo-González, M. E. Rial-Rivas, F. Díaz-Fierros // *International Journal of Wildland Fire*. – 2013. – Vol. 22, Is. 5. – P. 667-680. DOI: 10.1071/WF12178.
181. Caon, L. Effects of wildfire on soil nutrients in Mediterranean ecosystems / L. Caon, V. R. Vallejo, C. J. Ritsema, V. Geissen // *Earth-Science Reviews*. – 2014. – Vol. 139. – P. 47-58. DOI: 10.1016/j.earscirev.2014.09.001.
182. Certini, G. Effects of fire on properties of forest soils: A review / G. Certini // *Oecologia*. – 2005. – Vol. 143. – P. 1-10. DOI: 10.1007/s00442-004-1788-8.
183. Certini, G. Wildfire effects on soil organic matter quantity and quality in two fire-prone Mediterranean pine forests / G. Certini, C. Nocentini, H. Knicker, P. Arfaioli, C. Rumpel // *Geoderma*. – 2011. – Vol. 167. – P. 148-155. DOI: 10.1016/j.geoderma.2011.09.005.

184. Chandler, C. Fire in Forestry: Forest Fire Behavior and Effects. Forest Fire Management and Organization / C. Chandler, P. Cheney, P. Thomas, L. Traub, D. Williams. – Hoboken, NJ: John Wiley & Sons Inc., 1983. – Vol. 1. – P. 450.
185. Che Azmi, N. A. Carbon emissions from the peat fire problem — A review / N. A. Che Azmi, N. Mohd Apandi, A. S. Rashid // Environmental Science and Pollution Research. – 2021. – Vol. 28, № 14. – P. 16948-16961. DOI: 10.1007/s11356-021-12886-x.
186. Chen, H. Wildfire burn intensity affects the quantity and speciation of polycyclic aromatic hydrocarbons in soils / H. Chen, A. T. Chow, X. W. Li, H. G. Ni, R. A. Dahlgren, H. Zeng, J. J. Wang // ACS Earth and Space Chemistry. – 2018. – Vol. 2, № 12. – P. 1262-1270. DOI: 10.1021/acsearthspacechem.8b00101.
187. Chen, Y. Divergent shrub-cover responses driven by climate, wildfire, and permafrost interactions in Arctic tundra ecosystems / Y. Chen, F. S. Hu, M. J. Lara // Global Change Biology. – 2021. – Vol. 27, № 3. – P. 652-663. DOI: 10.1111/gcb.15451.
188. Cheng, Y. Fire effects on soil carbon cycling pools in forest ecosystems: A global meta-analysis / Y. Cheng, P. Luo, H. Yang, H. Li, C. Luo et al. // Science of the Total Environment. – 2023. – Vol. 895. – P. 165001. DOI: 10.1016/j.scitotenv.2023.165001.
189. Clarke, A. D. Soot in the Arctic snowpack: A cause for perturbations in radiative transfer / A. D. Clarke, K. J. Noone // Atmospheric Environment. – 2007. – Vol. 41. – P. 64-72. DOI: 10.1016/j.atmosenv.2007.10.059.
190. Clear, J. L. Holocene fire in Fennoscandia and Denmark / J. L. Clear, C. Molinari, R. H. W. Bradshaw // International Journal of Wildland Fire. – 2014. – Vol. 23, № 6. – P. 781-789. DOI: 10.1071/WF13188.
191. Corwin, D. L. Apparent soil electrical conductivity measurements in agriculture / D. L. Corwin, S. M. Lesch // Computers and Electronics in Agriculture. – 2005. – Vol. 46. – P. 11-43. DOI: 10.1016/j.compag.2004.10.005.
192. Couillard, P. L. Comparative methods for reconstructing fire histories at the stand scale using charcoal records in peat and mineral soils / P. L. Couillard, J. Tremblay, M. Lavoie, S. Payette // Forest Ecology and Management. – 2019. – Vol. 433. – P. 376-385. DOI: 10.1016/j.foreco.2018.11.015.
193. Davies, G. M. Fire intensity, fire severity and ecosystem response in heathlands: Factors affecting the regeneration of *Calluna vulgaris* / G. M. Davies, A. A. Smith, A. J.

- McDonald, J. D. Bakker, C. J. Legg // *Journal of Applied Ecology*. – 2010. – Vol. 47, No. 2. – P. 356-365. DOI: 10.1111/j.1365-2664.2010.01774.x.
194. Deb, P. Causes of the widespread 2019–2020 Australian bushfire season / P. Deb, H. Moradkhani, P. Abbaszadeh, A. S. Kiem, J. Engström et al. // *Earth's Future*. – 2020. – Vol. 8, № 11. – P. e2020EF001671. DOI: 10.1029/2020EF001671.
195. DeBano, L. F. The role of fire and soil heating on water repellency in wildland environments: A review / L. F. DeBano // *Journal of Hydrology*. – 2000. – Vol. 231. – P. 195-206. DOI: 10.1016/S0022-1694(00)00194-3.
196. Deldicque, D. Temperatures reached by the roof structure of Notre-Dame de Paris in the fire of April 15th 2019 determined by Raman paleothermometry / D. Deldicque, J. N. Rouzaud // *Comptes Rendus. Géoscience*. – 2020. – Vol. 352, № 1. – P. 7-18. DOI: 10.5802/crgeos.9.
197. Desyatkin, R. Dynamics of vegetation and soil cover of pyrogenically disturbed areas of the Northern Taiga under conditions of thermokarst development and climate warming / R. Desyatkin, M. Okoneshnikova, A. Ivanova, M. Nikolaeva, N. Filippov, A. Desyatkin // *Land*. – 2022. – Vol. 11, № 9. – P. 1594. DOI: 10.3390/land11091594.
198. Desyatkin, A. The Impact of Catastrophic Forest Fires of 2021 on the Light Soils in Central Yakutia / A. Desyatkin, M. Okoneshnikova, P. Fedorov, A. Ivanova, N. Filippov, R. Desyatkin // *Land*. – 2024. – Vol. 13, № 8. – P. 1130. DOI: 10.3390/land13081130.
199. Devi, P. Effect of pyrolysis temperature on polycyclic aromatic hydrocarbons toxicity and sorption behaviour of biochars prepared by pyrolysis of paper mill effluent treatment plant sludge / P. Devi, A. K. Saroha // *Bioresource Technology*. – 2015. – Vol. 192. – P. 312-320. DOI: 10.1016/j.biortech.2015.05.084.
200. Doerr, S. H. Fire as a removal mechanism of pyrogenic carbon from the environment: Effects of fire and pyrogenic carbon characteristics / S. H. Doerr, C. Santín, A. Merino, C. M. Belcher, G. Baxter // *Frontiers in Earth Science*. – 2018. – Vol. 6. – P. 127. DOI: 10.3389/feart.2018.00127.
201. Doerr, S. H. Fire effects on soil / S. H. Doerr, C. Santín, J. Mataix-Solera // *Encyclopedia of Soils in the Environment*. 2nd ed. – Oxford: Academic Press, 2023. – P. 448-457. DOI: 10.1016/B978-0-12-822974-3.00106-3.
202. Dove, N. C. High-severity wildfire leads to multi-decadal impacts on soil biogeochemistry in mixed-conifer forests / N. C. Dove, H. D. Safford, G. N. Bohlman, B.

- L. Estes, S. C. Hart // *Ecological Applications*. – 2020. – Vol. 30, № 4. – P. e02072. DOI: 10.1002/eap.2072.
203. Duncan, N. A. Pre-Columbian fire management and control of climate-driven floodwaters over 3 500 years in southwestern Amazonia / N. A. Duncan, N. J. Loughlin, J. H. Walker, E. P. Hocking, B. S. Whitney // *Proceedings of the National Academy of Sciences*. – 2021. – P. 1-6. DOI: 10.1073/pnas.2022206118.
204. Dyakonov, K. N. The role of fires in the Holocene landscape dynamics of the southeastern part of Meshchera lowlands / K. N. Dyakonov, E. Y. Novenko, I. V. Mironenko, D. A. Kuprijanov, M. V. Bobrovsky // *Doklady Earth Sciences*. – 2017. – Vol. 477, № 1. – P. 1336-1342. DOI: 10.1134/S1028334X17110125.
205. Dymov, A. A. Impact of forest fire on soil properties (review) / A. A. Dymov, E. V. Abakumov, I. N. Bezkorovaynaya, A. S. Prokushkin, Y. V. Kuzyakov, E. Y. Milanovsky // *Theoretical and Applied Ecology*. – 2018. – № 4. – P. 13-23. DOI: 10.25750/1995-4301-2018-4-013-023.
206. Dymov, A. A. Soils and soil organic matter transformations during the two years after a low-intensity surface fire (Subpolar Ural, Russia) / A. A. Dymov, V. V. Startsev, E. Y. Milanovsky, I. A. Valdes-Korovkin, Y. R. Farkhodov et al. // *Geoderma*. – 2021. – Vol. 404. – P. 115278. DOI: 10.1016/j.geoderma.2021.115278.
207. Dymov, A. A. Holocene and recent fires influence on soil organic matter, microbiological and physico-chemical properties of peats in the European North-East of Russia / A. A. Dymov, N. M. Gorbach, N. N. Goncharova, L. V. Karpenko, D. N. Gabov et al. // *Catena*. – 2022a. – Vol. 217. – P. 106449. DOI: 10.1016/j.catena.2022.106449.
208. Dymov, A. A. Albic podzols of boreal pine forests of Russia: Soil organic matter, physicochemical and microbiological properties across pyrogenic history / A. A. Dymov, I. D. Grodnitskaya, E. V. Yakovleva, Y. A. Dubrovskiy, I. N. Kutuyavin et al. // *Forests*. – 2022b. – Vol. 13, № 11. – P. 1831. DOI: 10.3390/f13111831.
209. Dymov, A. A. Fire-induced alterations of soil properties in albic podzols developed under pine forests (Middle Taiga, Krasnoyarsky Kray) / A. A. Dymov, V. V. Startsev, E. V. Yakovleva, Y. A. Dubrovskiy, E. Y. Milanovsky et al. // *Fire*. – 2023. – Vol. 6, № 2. – P. 67. DOI: 10.3390/fire6020067.
210. Egli, M. Charcoal and stable soil organic matter as indicators of fire frequency, climate and past vegetation in volcanic soils of Mt. Etna, Sicily / M. Egli, G.

- Mastrolonardo, R. Seiler, S. Raimondi, F. Favilli et al. // *Catena*. – 2012. – Vol. 88. – P. 14-26. DOI: 10.1016/j.catena.2011.08.006.
211. Elbasiouny, H. Plant nutrition under climate change and soil carbon sequestration / H. Elbasiouny, H. El-Ramady, F. Elbehiry, V. D. Rajput, T. Minkina, S. Mandzhieva // *Sustainability*. – 2022. – Vol. 14, № 2. – P. 914. DOI: 10.3390/su14020914.
212. Evangeliou, N. Wildfires in northern Eurasia affect the budget of black carbon in the Arctic — a 12-year retrospective synopsis (2002–2013) / N. Evangeliou, Y. Balkanski, W. M. Hao, A. Petkov, R. P. Silverstein et al. // *Atmospheric Chemistry and Physics*. – 2016. – Vol. 16, № 12. – P. 7587-7604. DOI: 10.5194/acp-16-7587-2016.
213. Fernández, I. Organic matter changes immediately after a wildfire in an Atlantic forest soil and comparison with laboratory soil heating / I. Fernández, A. Cabaneiro, T. Carballas // *Soil Biology and Biochemistry*. – 1997. – Vol. 29. – P. 1-11. DOI: 10.1016/S0038-0717(96)00289-1.
214. Feurdean, A. Recent fire regime in the southern boreal forests of western Siberia is unprecedented in the last five millennia / A. Feurdean, G. Florescu, I. Tanțău, B. Vannière, A. C. Diaconu et al. // *Quaternary Science Reviews*. – 2020a. – Vol. 244. – P. 106495. DOI: 10.1016/j.quascirev.2020.106495.
215. Feurdean, A. Fire hazard modulation by long-term dynamics in land cover and dominant forest type in eastern and central Europe / A. Feurdean, B. Vannière, W. Finsinger // *Biogeosciences*. – 2020b. – Vol. 17. – P. 1213-1230. DOI: 10.5194/bg-17-1213-2020.
216. Feurdean, A. Holocene wildfire regimes in western Siberia: Interaction between peatland moisture conditions and the composition of plant functional types / A. Feurdean, A. C. Diaconu, M. Pfeiffer, M. Gafka, S. M. Hutchinson et al. // *Climate of the Past*. – 2022. – Vol. 18, № 6. – P. 1255-1274. DOI: 10.5194/cp-18-1255-2022.
217. Feussom Tcheumeleu, A. An 8500-year history of climate-fire-vegetation interactions in the eastern maritime black spruce–moss bioclimatic domain, Québec, Canada / A. Feussom Tcheumeleu, L. Millet, D. Rius, A. A. Ali, Y. Bergeron et al. // *Ecoscience*. – 2023. – P. 1-17. DOI: 10.1080/11956860.2023.2292354.
218. Flanner, M. G. Present-day climate forcing and response from black carbon in snow / M. G. Flanner, C. S. Zender, J. T. Randerson, P. J. Rasch // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. – 2007. – Vol. 112, № D11. DOI: 10.1029/2006JD008003.

219. Flannigan, M. D. Climate change and forest fires / M. D. Flannigan, B. J. Stocks, B. M. Wotton // *Science of the Total Environment*. – 2000. – Vol. 262, № 3. – P. 221-229. DOI: 10.1016/S0048-9697(00)00524-6.
220. Flannigan, M. Global wildland fire season severity in the 21st century / M. Flannigan, A. S. Cantin, W. J. De Groot, M. Wotton, A. Newbery, L. M. Gowman // *Forest Ecology and Management*. – 2013. – Vol. 294. – P. 54-61. DOI: 10.1016/j.foreco.2012.10.036.
221. Frandsen, W. H. Ignition probability of organic soils / W. H. Frandsen // *Canadian Journal of Forest Research*. – 1997. – Vol. 27, № 9. – P. 1471-1477. DOI: 10.1139/x97-106.
222. Freeman, C. An enzymic latch on a global carbon store / C. Freeman, J. Ostle, H. Kang // *Nature*. – 2001. – Vol. 409, No. 6817. – P. 149. – DOI: 10.1038/35051650.
223. Froehner, S. Impact of coal tar pavement on polycyclic hydrocarbon distribution in lacustrine sediments from non-traditional sources / S. Froehner, D. B. de Souza, K. S. Machado, F. Falcao, C. S. Fernandes et al. // *International Journal of Environmental Science and Technology*. – 2012. – Vol. 9. – P. 327-332. DOI: 10.1007/s13762-012-0044-8.
224. Gauthier, S. Climate change vulnerability and adaptation in the managed Canadian boreal forest / S. Gauthier, P. Bernier, P. J. Burton, J. Edwards, K. Isaac et al. // *Environmental Reviews*. – 2014. – Vol. 22, № 3. – P. 256-285. DOI: 10.1139/er-2013-0064.
225. Ghety, C. C. Improvements in identification and quantitation of alkylated PAHs and forensic ratio sourcing / C. C. Ghety, R. P. Scott, G. Wilson, R. Liu-May, K. Anderson // *Analytical and Bioanalytical Chemistry*. – 2021. – Vol. 413. – P. 1651-1664. DOI: 10.1007/s00216-020-03127-0.
226. Giovannini, G. Effect of heating on some physical and chemical parameters related to soil aggregation and erodibility / G. Giovannini, S. Lucchesi, M. Giachetti // *Soil Science*. – 1988. – Vol. 146. – P. 255-261. DOI: 10.1097/00010694-198810000-00006.
227. Gleixner, G. Plant compounds and their turnover and stabilization as soil organic matter / G. Gleixner, C. J. Czimczik, C. Kramer, B. Lühker, M. W. Schmidt // *Global Biogeochemical Cycles in the Climate System*. – 2001. – P. 201-215. DOI: 10.1016/B978-0-12-631260-7/50017-0.

228. Glückler, R. Wildfire history of the boreal forest of south-western Yakutia (Siberia) over the last two millennia documented by a lake-sediment charcoal record / R. Glückler, U. Herzschuh, S. Kruse, A. Andreev, S. A. Vyse et al. // *Biogeosciences*. – 2021. – Vol. 18, № 13. – P. 4185-4209. DOI: 10.5194/bg-18-4185-2021.
229. Godwin, H. Half-life of radiocarbon / H. Godwin // *Nature*. – 1962. – № 195. P. 984-984 DOI: 10.1038/195984a0.
230. Goncalves, C. N. The effect of 10 % HF treatment on the resolution of CPMAS ¹³C NMR spectra and on the quality of organic matter in Ferralsols / C. N. Goncalves, S. D. Dalmolin, D. P. Dick, H. Knicker, E. Klamt, I. Kögel-Knabner // *Geoderma*. – 2003. – Vol. 116. – P. 373-392. DOI: 10.1016/S0016-7061(03)00119-8.
231. González-Pérez, J. A. The effect of fire on soil organic matter — a review / J. A. González-Pérez, F. J. González-Vila, G. Almendros, H. Knicker // *Environment International*. – 2004. – Vol. 30, № 6. – P. 855-870. DOI: 10.1016/j.envint.2004.02.003.
232. Goncharova, N. Fire impact on the formation and development of the boreal pine wooded mires / N. Goncharova, Y. A. Dubrovskiy, M. Miglovets, I. N. Kutyavin, A. Dymov // *Diversity*. – 2023. – Vol. 15, № 2. – P. 159. DOI: 10.3390/d15020159.
233. Gorbach, N. Simulation of smoldering combustion of organic horizons at pine and spruce boreal forests with lab-heating experiments / N. Gorbach, V. Startsev, A. Mazur, E. Milanovskiy, A. Prokushkin, A. Dymov // *Sustainability*. – 2022. – Vol. 14, № 24. – P. 16772. DOI: 10.3390/su142416772.
234. Gorbach, N. M. Paleoenvironmental analysis of three bogs in Northeastern European Russia: Peatland development and fire influence / N. M. Gorbach, V. V. Startsev, E. V. Yakovleva, A. S. Mazur, A. A. Dymov // *Catena*. – 2025a. – Vol. 249. – P. 108607. DOI: 10.1016/j.catena.2024.108607.
235. Gorbach, N. M. Pyrogenic Transformation and Carbon Sequestration in Forested Bog Soils of the Middle Taiga in Northeastern European Russia / N. M. Gorbach, V. V. Startsev, E. V. Yakovleva, A. S. Mazur, A. A. Dymov // *Soil Systems*. – 2025b. – T. 9. – №. 3. – C. 74. DOI: 10.3390/soilsystems9030074.
236. Greene, D. F. The role of fire in forest ecosystems / D. F. Greene, S. T. Michaletz // *Routledge Handbook of Forest Ecology*. – Routledge, 2015. – P. 114-126.

237. Gregg, R. Carbon storage and sequestration by habitat: a review of the evidence / R. Gregg, J. L. Elias, I. Alonso, I. E. Crosher, P. Muto, M. D. Morecroft // *Natural England, York*. – 2021. P. 225.
238. Grisso, R. D. Precision Farming Tools: Soil Electrical Conductivity / R. D. Grisso, M. M. Alley, W. G. Wysor, D. Holshouser, W. Thomason // *Va. Coop. Ext.* – 2009. – P. 1-6.
239. Hale, S. E. Quantifying the total and bioavailable polycyclic aromatic hydrocarbons and dioxins in biochars / S. E. Hale, J. Lehmann, D. Rutherford, A. R. Zimmerman, R. T. Bachmann et al. // *Environmental Science & Technology*. – 2012. – Vol. 46, № 5. – P. 2830-2838. DOI: 10.1021/es203984k.
240. Harden, J. W. Moss and soil contributions to the annual net carbon flux of a maturing boreal forest / J. W. Harden, K. P. O'Neill, S. E. Trumbore, H. Veldhuis, B. J. Stocks // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. – 1997. – Vol. 102. – P. 28805-28816. DOI: 10.1029/97JD02237.
241. Harper, A. R. Chemical composition of wildfire ash produced in contrasting ecosystems and its toxicity to *Daphnia magna* / A. R. Harper, C. Santin, S. H. Doerr, C. A. Froyd, D. Albin et al. // *International Journal of Wildland Fire*. – 2019. – Vol. 28, № 10. – P. 726-737. DOI: 10.1071/WF18200.
242. Hatcher, P. G. Aromaticity of humic substances in soils / P. G. Hatcher, M. Schnitzer, L. W. Dennis, G. E. Maciel // *Soil Science Society of America Journal*. – 1981. – Vol. 45. – P. 1089-1093.
243. Heinemeyer, A. Peatland carbon stocks and burn history: Blanket bog peat core evidence highlights charcoal impacts on peat physical properties and long-term carbon storage / A. Heinemeyer, Q. Asena, W. L. Burn, A. L. Jones // *Geo: Geography and Environment*. – 2018. – Vol. 5, № 2. – P. e00063. DOI: 10.1002/geo2.63.
244. Heinemeyer, A. Prescribed Fire in UK Heather-Dominated Blanket Bog Peatlands: A Critical Review of “Carbon Storage and Sequestration by Habitat: A Review of the Evidence” by Gregg et al., 2021 / A. Heinemeyer, M. A. Ashby // *Fire*. – 2023. – Vol. 6, № 5. – P. 204. DOI: 10.3390/fire6050204.
245. Herzschuh, U. Regional pollen-based Holocene temperature and precipitation patterns depart from the Northern Hemisphere mean trends / U. Herzschuh et al. // *Climate of the Past*. – 2023. – Vol. 19, № 7. – P. 1481-1506. DOI: 10.5194/cp-19-1481-2023.

246. Higuera, P. CharAnalysis 0.9: Diagnostic and analytical tools for sediment-charcoal analysis. User's Guide / P. Higuera. – Montana State University, Bozeman, MT, 2009. – 27 p.
247. Higuera, P. E. Peak detection in sediment-charcoal records: impacts of alternative data analysis methods on fire-history interpretations / P. E. Higuera, D. G. Gavin, P. J. Bartlein, D. J. Hallett // *International Journal of Wildland Fire*. – 2010. – Vol. 19, № 8. – P. 996-1014. DOI: 10.1071/WF09134.
248. Higuera, P. E. Shifting social-ecological fire regimes explain increasing structure loss from Western wildfires / P. E. Higuera, M. C. Cook, J. K. Balch, E. N. Stavros, A. L. Mahood, L. A. St Denis // *PNAS Nexus*. – 2023. – Vol. 2, № 3. – P. pgad005. DOI: 10.1093/pnasnexus/pgad005.
249. Hu, F. S. Arctic tundra fires: natural variability and responses to climate change / F. S. Hu, P. E. Higuera, P. Duffy, M. L. Chipman, A. V. Rocha, A. M. Young, M. C. Dietze // *Frontiers in Ecology and the Environment*. – 2015. – Vol. 13, № 7. – P. 369-377. DOI: 10.1890/150063.
250. Iglesias, T. Mineralogical and chemical modifications in soils affected by a forest fire in the Mediterranean area / T. Iglesias, V. Cala, J. Gonzalez // *Science of the Total Environment*. – 1997. – Vol. 204. – P. 89-96. DOI: 10.1016/S0048-9697(97)00173-3.
251. Jian, M. Vulnerability of physically protected soil organic carbon to loss under low severity fires / M. Jian, A. A. Berhe, M. Berli, T. A. Ghezzehei // *Frontiers in Environmental Science*. – 2018. – Vol. 6. – P. 66. DOI: 10.3389/fenvs.2018.00066.
252. Johnson, E. A. Fire and vegetation dynamics: studies from the North American boreal forest / E. A. Johnson. – Cambridge University Press, 1996. – 129 p.
253. Jones, A. Soil atlas of the northern Circumpolar Region / A. Jones, V. Stolbovay, C. Tarnocai, G. Broll, O. Spaargaren, L. Montanarella. – 2010. – 144 p. DOI: 10.2788/95795.
254. Jones, M. W. Global fire emissions buffered by the production of pyrogenic carbon / M. W. Jones, C. Santín, G. R. van der Werf, S. H. Doerr // *Nature Geoscience*. – 2019. – Vol. 12. – P. 742-747.
255. Karmanov, V. N. Radiocarbon dating of Holocene archaeological sites in the Far Northeast of Europe: scopes and limits of a supraregional database / V. N. Karmanov, N.

- E. Zaretskaya // *Documenta Praehistorica*. – 2021. – Vol. 48. – P. 142-165. DOI: 10.4312/dp.48.23.
256. Kazeev, K. Consequences of the catastrophic wildfire in 2020 for the soil cover of the Utrish State Nature Reserve / K. Kazeev, V. Vilkova, A. Shkhapatsev, O. Bykhalova, Y. Rudenok et al. // *SAINS TANAH — Journal of Soil Science and Agroclimatology*. – 2022. – Vol. 19, № 1. – P. 52-59.
257. Kasin, I. The charcoal record in peat and mineral soil across a boreal landscape and possible linkages to climate change and recent fire history / I. Kasin, Y. L. Blanck, K. O. Storaunet, J. Rolstad, M. Ohlson // *The Holocene*. – 2013. – Vol. 23, № 7. – P. 1052-1065. DOI: 10.1177/0959683613479678.
258. Keiluweit, M. Dynamic molecular structure of plant biomass-derived black carbon (biochar) / M. Keiluweit, P. S. Nico, M. G. Johnson, M. Kleber // *Environmental Science & Technology*. – 2010. – Vol. 44, № 4. – P. 1247-1253. DOI: 10.1021/es9031419.
259. Kelly, R. F. A signal-to-noise index to quantify the potential for peak detection in sediment-charcoal records / R. F. Kelly, P. E. Higuera, C. M. Barrett, F. S. Hu // *Quaternary Research*. – 2011. – Vol. 75. – P. 11-17. DOI: 10.1016/j.yqres.2010.07.011.
260. Khalikov, I. S. Identification of sources of environmental pollution by polycyclic aromatic hydrocarbons on the basis of their molar ratios / I. S. Khalikov // *Russian Journal of General Chemistry*. – 2018. – Vol. 88. – P. 2871-2878.
261. Kharuk, V. I. Climate-induced landsliding within the larch dominant permafrost zone of central Siberia / V. I. Kharuk, A. S. Shushpanov, S. T. Im, K. J. Ranson // *Environmental Research Letters*. – 2016. – Vol. 11, № 4. – P. 045004. DOI: 10.1088/1748-9326/11/4/045004.
262. Kharuk, V. I. Wildfires in the Siberian taiga / V. I. Kharuk, E. I. Ponomarev, G. A. Ivanova, M. L. Dvinskaya, S. C. Coogan, M. D. Flannigan // *Ambio*. – 2021. – Vol. 50, № 11. – P. 1953-1974. DOI: 10.1007/s13280-020-01490-x.
263. Kim, E. J. Levels and patterns of polycyclic aromatic hydrocarbons (PAHs) in soils after forest fires in South Korea / E. J. Kim, S. D. Choi, Y. S. Chang // *Environmental Science and Pollution Research*. – 2011. – Vol. 18. – P. 1508-1517. DOI: 10.1007/s11356-011-0515-3.
264. Kirpotin, S. N. Western Siberia wetlands as indicator and regulator of climate change on the global scale / S. N. Kirpotin, A. Berezin, V. Bazanov, Y. Polishchuk, S.

- Vorobiov, N. Mironycheva-Tokoreva, M. Kolmakova // *International Journal of Environmental Studies*. – 2009. – Vol. 66, № 4. – P. 409-421.
265. Kirpotin, S. N. Impacts of environmental change on biodiversity and vegetation dynamics in Siberia / S. N. Kirpotin, T. V. Callaghan, A. M. Peregon, A. S. Babenko, D. I. Berman, N. A. Bulakhova, I. I. Volkova // *Ambio*. – 2021. – Vol. 50, № 11. – P. 1926-1952.
266. Klein, J. Radiocarbon concentrations in the atmosphere, 8000 year record of variations in tree-rings / J. Klein, J. C. Lerman, P. E. Damon, T. W. Linick // *Radiocarbon*. – 1980. – Vol. 22, № 3. – P. 950-961. DOI: 10.1017/S0033822200010365.
267. Klimaschewski, A. Holocene environmental changes in southern Kamchatka, Far Eastern Russia, inferred from a pollen and testate amoebae peat succession record / A. Klimaschewski et al. // *Global and Planetary Change*. – 2015. – Vol. 134. – P. 142-154. DOI: 10.1016/j.gloplacha.2015.09.010.
268. Knicker, H. Pyrogenic organic matter in soil: Its origin and occurrence, its chemistry and survival in soil environments / H. Knicker // *Quaternary International*. – 2 Newton 011. – Vol. 243. – P. 251-263. DOI: 10.1016/j.quaint.2011.02.037.
269. Knicker, H. ¹³C- and ¹⁵N-NMR spectroscopic examination of the transformation of organic nitrogen in plant biomass during thermal treatment / H. Knicker, G. Almendros, F. J. González-Vila, F. Martín, H. D. Lüdemann // *Soil Biology and Biochemistry*. – 1996. – Vol. 28. – P. 1053-1060. DOI: 10.1016/0038-0717(96)00078-8.
270. Knicker, H. Characteristic alterations of quantity and quality of soil organic matter caused by forest fires in continental Mediterranean ecosystems: A solid-state ¹³C NMR study / H. Knicker, G. Almendros, F. J. González-Vila, J. A. González-Pérez, O. Polvillo // *European Journal of Soil Science*. – 2006. – Vol. 57. – P. 558-569. DOI: 10.1111/j.1365-2389.2006.00814.x.
271. Knoblauch, C. Predicting long-term carbon mineralization and trace gas production from thawing permafrost of Northeast Siberia / C. Knoblauch, C. Beer, A. Sosnin, D. Wagner, E. M. Pfeiffer // *Global Change Biology*. – 2013. – Vol. 19, № 4. – P. 1160-1172. DOI: 10.1111/gcb.12116.
272. Knorre, A. A. Tree ring-based reconstruction of the long-term influence of wildfires on permafrost active layer dynamics in Central Siberia / A. A. Knorre, A. V. Kirdeyanov,

- A. S. Prokushkin, P. J. Krusic, U. Büntgen // *Science of the Total Environment*. – 2019. – Vol. 652. – P. 314-319. DOI: 10.1016/j.scitotenv.2018.10.124.
273. Kosyakov, D. S. Peat burning — An important source of pyridines in the earth atmosphere / D. S. Kosyakov, N. V. Ul'yanovskii, T. B. Latkin, S. A. Pokryshkin, V. R. Berzhonskis et al. // *Environmental Pollution*. – 2020. – Vol. 266. – P. 115109. DOI: 10.1016/j.envpol.2020.115109.
274. Kuosmanen, N. Role of forest fires in Holocene stand-scale dynamics in the unmanaged taiga forest of northwestern Russia / N. Kuosmanen, K. Fang, R. H. Bradshaw, J. L. Clear, H. Seppä // *The Holocene*. – 2014. – Vol. 24, № 11. – P. 1503-1514. DOI: 10.1177/0959683614544065.
275. Large, D. J. Time, hydrologic landscape and the long-term storage of peatland carbon in sedimentary basins / D. J. Large, C. Marshall, M. Jochmann, M. Jensen, B. F. Spiro, S. Olausen // *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*. – 2021. – Vol. 126. – P. e2020JF005762. DOI: 10.1029/2020JF005762.
276. Lawal, A. T. Polycyclic aromatic hydrocarbons. A review / A. T. Lawal // *Cogent Environmental Science*. – 2017. – Vol. 3. – P. 1339841.
277. Leifeld, J. Pyrogenic carbon contributes substantially to carbon storage in intact and degraded northern peatlands / J. Leifeld, C. Alewell, C. Bader, J. P. Krüger, C. W. Mueller, M. Sommer, S. Szidat // *Land Degradation & Development*. – 2018. – Vol. 29, № 7. – P. 2082-2091. DOI: 10.1002/ldr.2812.
278. Lide, D. R. *CRC Handbook of Chemistry and Physics* / D. R. Lide (Ed.). – CRC Press, Boca Raton, FL, USA, 2004. – Vol. 85. – 2712 p.
279. Lodygin, E. The content of polyarenes in soils of Antarctica: Variability across landscapes / E. Lodygin, E. Abakumov, T. Nizamutdinov // *Land*. – 2021. – Vol. 10, № 11. – P. 1162. DOI: 10.3390/land10111162.
280. Loiko, S. Microtopography controls of carbon and related elements distribution in the West Siberian frozen bogs / S. Loiko, T. Raudina, A. Lim, D. Kuzmina, S. Kulizhskiy, O. Pokrovsky // *Geosciences*. – 2019. – Vol. 9, № 7. – P. 291. DOI: 10.3390/geosciences9070291.
281. Loisel, J. Expert assessment of future vulnerability of the global peatland carbon sink / J. Loisel, A. V. Gallego-Sala, M. J. Amesbury, G. Magnan, G. Anshari, D. W.

- Beilman, J. Wu // *Nature Climate Change*. – 2021. – Vol. 11, № 1. – P. 70-77. DOI: 10.1038/s41558-020-00944-0.
282. López-Martín, M. Variability of the quality and quantity of organic matter in soil affected by multiple wildfires / M. López-Martín, M. Velasco-Molina, H. Knicker // *Journal of Soils and Sediments*. – 2016. – Vol. 16. – P. 360-370. DOI: 10.1007/s11368-015-1223-2.
283. Lu, M. A synthesis of the Devonian wildfire record: Implications for paleogeography, fossil flora, and paleoclimate / M. Lu, T. Ikejiri, Y. Lu // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. – 2021. – Vol. 571. – P. 110321.
284. Lucas-Borja, M. E. Post-fire restoration with contour-felled log debris increases early recruitment of Spanish black pine (*Pinus nigra* Arn. ssp. *salzmannii*) in Mediterranean forests / M. E. Lucas-Borja, J. T. Van Stan, M. Heydari, R. Omidipour, F. Rocha, P. A. Plaza-Alvarez, M. Muñoz-Rojas // *Restoration Ecology*. – 2021. – Vol. 29. – P. e13338. DOI: 10.1111/rec.13338.
285. Madany, M. H. Comparison of two approaches for determining fire dates from tree scars / M. H. Madany, T. W. Swetnam, N. E. West // *Forest Science*. – 1982. – Vol. 28, № 4. – P. 856-861. DOI: 10.1093/forestscience/28.4.856.
286. Magalhães, N. Seasonal changes in black carbon footprint on the Antarctic Peninsula due to rising shipborne tourism and forest fires / N. Magalhães, H. Evangelista, S. J. Gonçalves Jr, A. S. Alencar, E. A. do Santos, M. Cataldo, R. Jaña // *Science Advances*. – 2024. – Vol. 10, № 42. – P. eadp1682. DOI: 10.1126/sciadv.adp168.
287. Maksimova, E. Soil organic matter quality and composition in a postfire Scotch pine forest in Tolyatti, Samara region / E. Maksimova, E. Abakumov // *Biological Communications*. – Newton 017. – Vol. 62, № 3. – P. 169-180.
288. Mangerud, J. A. N. Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification / J. A. N. Mangerud, S. T. Andersen, B. E. Berglund, J. J. Donner // *Boreas*. – 1974. – Vol. 3, № 3. – P. 109-126. DOI: 10.1111/j.1502-3885.1974.tb00669.x.
289. Marcisz, K. Fire activity and hydrological dynamics in the past 5700 years reconstructed from Sphagnum peatlands along the oceanic–continental climatic gradient in northern Poland / K. Marcisz, M. Galka, P. Pietrala, G. Miotk-Szpiganowicz, M. Obremaska, K. Tobolski, M. Lamentowicz // *Quaternary Science Reviews*. – 2017. – Vol. 177. – P. 145-157. DOI: 10.1016/j.quascirev.2017.10.018

290. Marcott, S. A. A reconstruction of regional and global temperature for the past 11,300 years / S. A. Marcott, J. D. Shakun, P. U. Clark, A. C. Mix // *Science*. – 2013. – Vol. 339, № 6124. – P. 1198-1201. DOI: 10.1126/science.1228026.
291. Marozas, V. Dynamics of ground vegetation after surface fires in hemiboreal *Pinus sylvestris* forests / V. Marozas, J. Racinkas, E. Bartkevicius // *Forest Ecology and Management*. – 2007. – Vol. 250. – P. 47-55. DOI: 10.1016/j.foreco.2007.03.008.
292. Mastrolonardo, G. Abundance and composition of free and aggregate-occluded carbohydrates and lignin in two forest soils as affected by wildfires of different severity / G. Mastrolonardo, C. Rumpel, C. Forte, S. H. Doerr, G. Certini // *Geoderma*. – 2015a. – Vol. 245. – P. 40-51. DOI: 10.1016/j.geoderma.2015.01.006.
293. Mastrolonardo, G. Soil pyrogenic organic matter characterisation by spectroscopic analysis: a study on combustion and pyrolysis residues / G. Mastrolonardo, O. Francioso, M. Di Foggia, S. Bonora, C. Forte, G. Certini // *Journal of Soils and Sediments*. – 2015b. – Vol. 15. – P. 769-780. DOI: 10.1007/s11368-014-1034-x.
294. Masyagina, O. V. Modeling of the thermal influence of fires on the physicochemical properties and microbial activity of litter in cryogenic soils / O. V. Masyagina, I. V. Tokareva, A. S. Prokushkin // *Eurasian Soil Science*. – 2014. – Vol. 47. – P. 809-818. DOI: 10.1134/S1064229314080092.
295. Mazei, Y. A. Peatland development, vegetation history, climate change and human activity in the Valdai uplands (Central European Russia) during the Holocene: a multi-proxy palaeoecological study / Y. A. Mazei, A. N. Tsyganov, M. V. Bobrovsky, N. G. Mazei, D. A. Kupriyanov, M. Gałka, A. V. Tiunov // *Diversity*. – 2020. – Vol. 12, № 12. – P. 462. DOI: 10.3390/d12120462.
296. McGrath, T. E. Low temperature mechanism for the formation of polycyclic aromatic hydrocarbons from the pyrolysis of cellulose / T. E. McGrath, W. G. Chan, M. R. Hajaligol // *Journal of Analytical and Applied Pyrolysis*. – 2003. – Vol. 66, № 1-2. – P. 51-70. DOI: 10.1016/S0165-2370(02)00105-5.
297. McLauchlan, K. K. Fire as a fundamental ecological process: research advances and frontiers / K. K. McLauchlan, P. E. Higuera, J. Miesel, B. M. Rogers, J. Schweitzer, J. K. Shuman, A. C. Watts // *Journal of Ecology*. – 2020. – Vol. 108, № 5. – P. 2047-2069. DOI: 10.1111/1365-2745.13403.

298. Mergelov, N. Chronology and properties of macrocharcoal sequestered in boreal forest soils since deglaciation (southeast of the Kola Peninsula) / N. Mergelov, E. Zazovskaya, N. Fazuldinova, D. Petrov, A. Dolgikh, V. Matskovsky, A. Dobryansky // *Catena*. – 2024. – Vol. 236. – P. 107753. DOI: 10.1016/j.catena.2023.107753.
299. Merino, A. Variability in the composition of charred litter generated by wildfire in different ecosystems / A. Merino, B. Chávez-Vergara, J. Salgado, M. T. Fonturbel, F. García-Oliva, J. A. Vega // *Catena*. – 2015. – Vol. 133. – P. 52-63. DOI: 10.1016/j.catena.2015.04.016.
300. Merino, A. Inferring changes in soil organic matter in post-wildfire soil burn severity levels in a temperate climate / A. Merino, M. T. Fonturbel, C. Fernández, B. Chávez-Vergara, F. García-Oliva, J. A. Vega // *Science of the Total Environment*. – 2018. – Vol. 627. – P. 622-632. DOI: 10.1016/j.scitotenv.2018.01.189.
301. Miesel, J. R. Soil organic matter composition and quality across fire severity gradients in coniferous and deciduous forests of the southern boreal region / J. R. Miesel, W. C. Hockaday, R. K. Kolka, P. A. Townsend // *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*. – 2015. – Vol. 120. – P. 1124-1141. DOI: 10.1002/2015JG002959.
302. Minkina, T. Environmental and human health risk assessment of potentially toxic elements in soils around the largest coal-fired power station in Southern Russia / T. Minkina, E. Konstantinova, T. Bauer, S. Mandzhieva, S. Sushkova, V. Chaplygin, A. Maksimov // *Environmental Geochemistry and Health*. – 2021. – Vol. 43, № 6. – P. 2285-2300. DOI: 10.1007/s10653-020-00666-4
303. Mizwar, A. PAH contamination in soils adjacent to a coal-transporting facility in Tapin District, South Kalimantan, Indonesia / A. Mizwar, Y. Trihadiningrum // *Archives of Environmental Contamination and Toxicology*. – 2015. – Vol. 69. – P. 62-68. DOI: 10.1007/s00244-015-0141-z.
304. Molinari, C. Fire-vegetation interactions during the last 11 000 years in boreal and cold temperate forests of Fennoscandia / C. Molinari, C. Carcaillet, R. H. Bradshaw, G. E. Hannon, V. Lehsten // *Quaternary Science Reviews*. – 2020. – Vol. 241. – P. 106408. DOI: 10.1016/j.quascirev.2020.106408.
305. Mooney, S. D. The analysis of charcoal in peat and organic sediments / S. D. Mooney, W. Tinner // *Mires and Peat*. – 2011. – Vol. 7, № 9. – P. 1-18.

306. Mylavarapu, R. Soil pH and electrical conductivity: a county extension soil laboratory manual / R. Mylavarapu, J. Bergeron, N. Wilkinson, E. A. Hanlon // Department of Soil and Water Sciences, University of Florida. – 2020. – Vol. 1. – P. 1-10. DOI: 10.32473/edis-ss118-2020.
307. Näthe, K. Solid-state ^{13}C NMR characterization of surface fire effects on the composition of organic matter in both soil and soil solution from a coniferous forest / K. Näthe, D. F. Levia, M. Steffens, B. Michalzik // *Geoderma*. – 2017. – Vol. 305. – P. 394-406. DOI: 10.1016/j.geoderma.2017.06.030.
308. Nave, L. E. Fire effects on temperate forest soil C and N storage / L. E. Nave, E. D. Vance, C. W. Swanston, P. S. Curtis // *Ecological Applications*. – 2011. – Vol. 21. – P. 1189-1201. DOI: 10.1890/10-0660.1.
309. Neary, D. G. Forest soil disturbance: implications of factors contributing to the wildland fire nexus / D. G. Neary // *Soil Science Society of America Journal*. – 2019. – Vol. 83. – P. 228-243. DOI: 10.2136/sssaj2018.12.0471.
310. Neary, D. G. Fire effects on belowground sustainability: a review and synthesis / D. G. Neary, C. C. Klopatek, L. F. DeBano, P. F. Ffolliott // *Forest Ecology and Management*. – 1999. – Vol. 122, № 1-3. – P. 51-71. DOI: 10.1016/S0378-1127(99)00032-8.
311. Negri, S. Simulating wildfires with lab-heating experiments: drivers and mechanisms of water repellency in alpine soils / S. Negri, S. Stanchi, L. Celi, E. Bonifacio // *Geoderma*. – 2021. – Vol. 402. – P. 115357. DOI: 10.1016/j.geoderma.2021.115357.
312. Nelson, K. Peatland-fire interactions: a review of wildland fire feedbacks and interactions in Canadian boreal peatlands / K. Nelson, D. Thompson, C. Hopkinson, R. Petrone, L. Chasmer // *Science of the Total Environment*. – 2021. – Vol. 769. – P. 145212. DOI: 10.1016/j.scitotenv.2021.145212.
313. Nelle, O. Pedoanthracology: analysing soil charcoal to study Holocene palaeoenvironments / O. Nelle, V. Robin, B. Talon // *Quaternary International*. – 2013. – Vol. 289. – P. 1-4. DOI: 10.1016/j.quaint.2012.11.024.
314. Ngole-Jeme, V. M. Fire-induced changes in soil and implications on soil sorption capacity and remediation methods / V. M. Ngole-Jeme // *Applied Sciences*. – 2019. – Vol. 9. – P. 3447. DOI: 10.3390/app9173447.
315. Novenko, E. Y. Evidence that modern fires may be unprecedented during the last 3 400 years in permafrost zone of central Siberia, Russia / E. Y. Novenko, D. A. Kupryanov,

- N. G. Mazei, A. Prokushkin, L. N. Phelps, A. Buri, B. A. Davis // *Environmental Research Letters*. – 2022. – Vol. 17. – P. 025004. DOI: 10.1088/1748-9326/ac4b53.
316. Ohlemiller, T. Modeling of smoldering combustion propagation / T. Ohlemiller // *Progress in Energy and Combustion Science*. – 1985. – Vol. 11. – P. 277-310. DOI: 10.1016/0360-1285(85)90004-8.
317. Ohlson, M. The macroscopic charcoal record in forested boreal peatlands in southeast Norway / M. Ohlson, A. Korbøl, R. H. Økland // *The Holocene*. – 2006. – Vol. 16, № 5. – P. 731-741. DOI: 10.1191/0959683606hl955rp.
318. Päätaalo, M-L. Factors influencing occurrence and impacts of fires in northern European forests / M-L. Päätaalo // *Silva Fennica*. – 1998. – Vol. 32. – P. 185-202. DOI: 10.14214/sf.695.
319. Pan, Y. A large and persistent carbon sink in the world's forests / Y. Pan, R. A. Birdsey, J. Fang, R. Houghton, P. E. Kauppi et al. // *Science*. – 2011. – Vol. 333, № 6045. – P. 988-993. DOI: 10.1126/science.1201609.
320. Parham, L. M. Permafrost and fire as regulators of stream chemistry in basins of the Central Siberian Plateau / L. M. Parham, A. S. Prokushkin, O. S. Pokrovsky, S. V. Titov, E. Grekova et al. // *Biogeochemistry*. – 2 Newton 013. – Vol. 116. – P. 55-68. DOI: 10.1007/s10533-013-9922-5.
321. Peel, M. C. Updated world map of the Köppen-Geiger climate classification / M. C. Peel, B. L. Finlayson, T. A. McMahon // *Hydrology and Earth System Sciences*. – 2007. – Vol. 11. – P. 1633-1644. DOI: 10.5194/hess-11-1633-2007.
322. Pellegrini, A. F. Low-intensity frequent fires in coniferous forests transform soil organic matter in ways that may offset ecosystem carbon losses / A. F. Pellegrini, A. C. Caprio, K. Georgiou, C. Finnegan, S. E. Hobbie, J. A. Hatten, R. B. Jackson // *Global Change Biology*. – 2021. – Vol. 27. – P. 3810-3823. DOI: 10.1111/gcb.15648.
323. Pendea, I. F. Prehistoric human responses to volcanic tephra fall events in the Ust-Kamchatsk region, Kamchatka Peninsula (Kamchatsky Krai, Russian Federation) during the middle to late Holocene (6 000–500 cal BP) / I. F. Pendea, H. Harmsen, D. Keeler, E. B. Zubrow, G. Korosec et al. // *Quaternary International*. – 2016. – Vol. 394. – P. 51-68. DOI: 10.1016/j.quaint.2015.07.033.
324. Pérez-Izquierdo, L. Crown-fire severity is more important than ground-fire severity in determining soil fungal community development in the boreal forest / L.

- Pérez-Izquierdo, K. E. Clemmensen, J. Strengbom, G. Granath, D. A. Wardle, M. C. Nilsson, B. D. Lindahl // *Journal of Ecology*. – 2020. – Vol. 109. – P. 504-518. DOI: 10.1111/1365-2745.13529.
325. Peterson, B. J. Stable isotopes in ecosystem studies / B. J. Peterson, B. Fry // *Annual Review of Ecology and Systematics*. – 1987. – Vol. 18. – P. 293-320. DOI: 10.1146/annurev.ecolsys.18.1.293.
326. Pitkänen, A. A 10 000-year local fire history in a dry heath forest site in eastern Finland, reconstructed from charcoal layer records of a small mire / A. Pitkänen, P. Huttunen, H. Jungner, K. Tolonen // *Canadian Journal of Forest Research*. – 2002. – Vol. 32, № 10. – P. 1875-1880. DOI: 10.1139/x02-103.
327. Ponomarev, E. I. Wildfires dynamics in Siberian larch forests / E. I. Ponomarev, V. I. Kharuk, K. J. Ranson // *Forests*. – 2016. – Vol. 7, № 6. – P. 125. DOI: 10.3390/f7060125.
328. Preston, C. M. Black (pyrogenic) carbon: a synthesis of current knowledge and uncertainties with special consideration of boreal regions / C. M. Preston, M. W. I. Schmidt // *Biogeosciences*. – 2006. – Vol. 3, № 4. – P. 397-420. DOI: 10.5194/bg-3-397-2006.
329. Rabenhorst, M. C. Determination of organic and carbonate carbon in calcareous soils using dry combustion / M. C. Rabenhorst // *Soil Science Society of America Journal*. – 1988. – Vol. 52. – P. 965-968. DOI: 10.2136/sssaj1988.03615995005200040012x.
330. Randolph, P. Effect of biochars produced from solid organic municipal waste on soil quality parameters / P. Randolph, R. R. Bansode, O. A. Hassan, D. J. Rehrah, R. Ravella, M. R. Reddy, M. Ahmedna // *Journal of Environmental Management*. – 2017. – Vol. 192. – P. 271-280. DOI: 10.1016/j.jenvman.2017.01.061.
331. Reimer, P. J. The IntCal20 Northern Hemisphere radiocarbon age calibration curve (0–55 cal kBP) / P. J. Reimer, W. E. Austin, E. Bard, A. Bayliss, P. G. Blackwell, C. B. Ramsey, S. Talamo // *Radiocarbon*. – 2020. – Vol. 62, № 4. – P. 725-757. DOI: 10.1017/RDC.2020.41.
332. Rein, G. The severity of smouldering peat fires and damage to the forest soil / G. Rein, N. Cleaver, C. Ashton, P. Pironi, J. L. Torero // *Catena*. – 2008. – Vol. 74. – P. 304-309. DOI: 10.1016/j.catena.2008.05.008.
333. Rein, G. Smoldering combustion / G. Rein // *SFPE Handbook of Fire Protection Engineering*. – Berlin/Heidelberg: Springer, 2016. – Vol. 5. – P. 581-603. DOI: 10.1007/978-1-4939-2565-0_19.

334. Rein, G. Smouldering wildfires in peatlands, forests and the arctic: challenges and perspectives / G. Rein, X. Huang // *Current Opinion in Environmental Science & Health*. – 2021. – Vol. 24. – P. 100296. DOI: 10.1016/j.coesh.2021.100296.
335. Reisser, M. Pyrogenic carbon in soils: a literature-based inventory and a global estimation of its content in soil organic carbon and stocks / M. Reisser, R. S. Purves, M. W. Schmidt, S. Abiven // *Frontiers in Earth Science*. – 2016. – Vol. 4. – P. 80. DOI: 10.3389/feart.2016.00080.
336. Renssen, H. The spatial and temporal complexity of the Holocene thermal maximum / H. Renssen, H. Seppä, O. Heiri, D. M. Roche, H. Goosse, T. Fichefet // *Nature Geoscience*. – 2009. – Vol. 2, № 6. – P. 411-414. DOI: 10.1038/ngeo513.
337. Renssen, H. Global characterization of the Holocene thermal maximum / H. Renssen, H. Seppä, X. Crosta, H. Goosse, D. M. Roche // *Quaternary Science Reviews*. – 2012. – Vol. 48. – P. 7-19. DOI: 10.1016/j.quascirev.2012.05.022.
338. Rinn, F. TSAP. Version 3.0. Reference manual. Computer program for time series analysis and presentation. – Heidelberg, 1996. – 264 p.
339. Rius, D. Holocene fire regime changes from multiple-site sedimentary charcoal analyses in the Lourdes basin (Pyrenees, France) / D. Rius, B. Vannière, D. Galop, H. Richard // *Quaternary Science Reviews*. – 2011. – Vol. 30, № 13-14. – P. 1696-1709. DOI: 10.1016/j.quascirev.2011.03.014.
340. Rockström, J. A safe operating space for humanity / J. Rockström, W. Steffen, K. Noone, Å. Persson, J. A. Foley // *Nature*. – 2009. – Vol. 461. – P. 472-475. DOI: 10.1038/461472a.
341. Rogers, B. M. Influence of tree species on continental differences in boreal fires and climate feedbacks / B. M. Rogers, A. J. Soja, M. L. Goulden, J. T. Randerson // *Nature Geoscience*. – 2015. – Vol. 8. – P. 228-234. DOI: 10.1038/ngeo2352.
342. Rydin, H. The biology of peatlands. 2nd ed. / H. Rydin, J. K. Jeglum, K. D. Bennett. – Oxford: OUP Oxford, 2013. DOI: 10.1093/acprof:osobl/9780199602995.001.0001.
343. Rydin, H. The biology of peatlands. 2nd ed. / H. Rydin, J. K. Jeglum, K. D. Bennett. – Oxford: OUP Oxford, 2013. DOI: 10.1093/acprof:osobl/9780199602995.001.0001.
344. Santín, C. Fire effects on soils: the human dimension / C. Santín, S. H. Doerr // *Philosophical Transactions of the Royal Society B: Biological Sciences*. – 2016a. – Vol. 371. – P. 20150171. DOI: 10.1098/rstb.2015.0171.

345. Santín, C. Towards a global assessment of pyrogenic carbon from vegetation fires / C. Santín, S. H. Doerr, E. S. Kane, C. A. Masiello, M. Ohlson, J. M. de la Rosa, T. Dittmar // *Global Change Biology*. – 2016b. – Vol. 22, № 1. – P. 76-91. DOI: 10.1111/gcb.12985.
346. Scharlemann, J. P. Global soil carbon: understanding and managing the largest terrestrial carbon pool / J. P. Scharlemann, E. V. Tanner, R. Hiederer, V. Kapos // *Carbon Management*. – 2014. – Vol. 5, № 1. – P. 81-91. DOI: 10.4155/cmt.13.77.
347. Schneider, E. Mass spectrometric analysis of unprecedented high levels of carbonaceous aerosol particles long-range transported from wildfires in the Siberian Arctic / E. Schneider, H. Czech, O. Popovicheva, M. Chichaeva, V. Kobelev, N. Kasimov, T. Minkina, R. Zimmermann // *Atmospheric Chemistry and Physics*. – 2024. – Vol. 24, № 1. – P. 553-576. DOI: 10.5194/acp-24-553-2024
348. Scott, A. C. Charcoal recognition, taphonomy and uses in palaeoenvironmental analysis / A. C. Scott // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. – 2010. – Vol. 291, № 1-2. – P. 11-39. DOI: 10.1016/j.palaeo.2009.12.012.
349. Scrucca, L. Model-based clustering, classification, and density estimation using mclust in R / L. Scrucca, C. Fraley, T. B. Murphy, A. E. Raftery. – Chapman and Hall/CRC, 2023. DOI: 10.1201/9781003277965.
350. Sekhon, J. S. Multivariate and propensity score matching software with automated balance optimization: the Matching package for R / J. S. Sekhon // *Journal of Statistical Software*. – 2011. – Vol. 42, № 7. – P. 1-52. DOI: 10.18637/jss.v042.i07.
351. Shakesby, R. A. Wildfire as a hydrological and geomorphological agent / R. A. Shakesby, S. H. Doerr // *Earth-Science Reviews*. – 2006. – Vol. 74, № 3-4. – P. 269-307. DOI: 10.1016/j.earscirev.2005.10.006.
352. Shefer, N. V. The most comprehensive history of fire activity in the Pur-Taz interfluvium over the last 11 000 years (Western Siberia, Russia) / N. V. Shefer, S. V. Loiko, I. V. Krickov, A. G. Lim // *Acta Biologica Sibirica*. – 2024. – Vol. 10. – P. 1755-1777. DOI: 10.5281/zenodo.14525710.
353. Shvidenko, A. Z. Climate change and wildfires in Russia / Shvidenko, A. Z., Schepaschenko, D. G. // *Contemporary Problems of Ecology*. – 2013. – T. 6. – №. 7. – С. 683-692. DOI: 10.1134/S199542551307010X

354. Sidorchuk, A. Lateglacial and Holocene palaeohydrology of the lower Vychegda river, western Russia / A. Sidorchuk, A. Panin, O. Borisova, N. Kovalyukh // River basin sediment systems: Archives of environmental change. – 2001. – P. 265-295.
355. Sim, T. G. Regional variability in peatland burning at mid-to high-latitudes during the Holocene / T. G. Sim, G. T. Swindles, P. J. Morris, A. J. Baird, A. V. Gallego-Sala et al. // Quaternary Science Reviews. – 2023. – Vol. 305. – P. 108020. DOI: 10.1016/j.quascirev.2023.108020.
356. Sirin, A. A. Multispectral satellite based monitoring of land cover change and associated fire reduction after large-scale peatland rewetting following the 2010 peat fires in Moscow Region (Russia) / A. A. Sirin, M. A. Medvedeva, D. A. Makarov, A. A. Maslov, H. Joosten // Ecological Engineering. – 2020. – Vol. 158. P. 106044. DOI: 10.1016/j.ecoleng.2020.106044.
357. Skjemstad, J. O. The removal of magnetic materials from surface soils. A solid state ^{13}C CP/MAS n. m. r / J. O. Skjemstad, P. Clarke, J. A. Taylor, J. M. Oades, R. H. Neuman // Australian Journal of Soil Research. – 1994. – Vol. 32. – P. 1215-1229. DOI: 10.1071/SR9941215.
358. Soja, A. J. Estimating fire emissions and disparities in boreal Siberia (1998–2002) / A. J. Soja, W. R. Cofer, H. H. Shugart, A. I. Sukhinin, P. W. Stackhouse, Jr., D. J. McRae, S. G. Conard // Journal of Geophysical Research: Atmospheres. – 2004. – Vol. 109, № D14. DOI: 10.1029/2004JD004570.
359. Startsev, V. Macrocharcoal signals in Histosols reveal wildfire history of vast Western Siberian forest-peatland complexes / V. Startsev, N. Gorbach, A. Mazur, A. Prokushkin, L. Karpenko, A. Dymov // Plants. – 2022. – Vol. 11, № 24. – P. 3478. DOI: 10.3390/plants11243478.
360. Startsev, V. V. Fire impact on carbon pools and basic properties of Retisols in native spruce forests of the European North and Central Siberia of Russia / V. V. Startsev, E. V. Yakovleva, I. N. Kutyavin, A. A. Dymov // Forests. – 2022. – Vol. 13, № 7. – P. 1135. DOI: 10.3390/f13071135
361. Stephan, K. Comparing the influence of wildfire and prescribed burns on watershed nitrogen biogeochemistry using ^{15}N natural abundance in terrestrial and aquatic ecosystem components / K. Stephan, K. L. Kavanagh, A. Koyama // PLoS ONE. – 2015. – Vol. 10. – e0119560. DOI: 10.1371/journal.pone.0119560.

362. Stuiver, M. High-precision radiocarbon age calibration for terrestrial and marine samples / M. Stuiver, P. J. Reimer, T. F. Braziunas // *Radiocarbon*. – 1998. – Vol. 40, № 3. – P. 1127-1151.
363. Stuiver, M. Extended ^{14}C data base and revised CALIB 3.0 ^{14}C age calibration program / M. Stuiver, P. J. Reimer // *Radiocarbon*. – 1993. – Vol. 35, № 1. – P. 215-230. DOI: 10.1017/S0033822200013904.
364. Sushkova, S. Diagnostic ratios of individual polycyclic aromatic hydrocarbons for their identification in soils of power station / S. Sushkova, T. Minkina, A. A. Batukaev, T. Dudnikova, M. V. Shavanov, L. K. Adymkhanov, A. Barakhov // *IOP Conference Series: Materials Science and Engineering*. – 2020. – Vol. 905, № 1. – P. 012065.
365. Tang, L. Contamination of polycyclic aromatic hydrocarbons (PAHs) in urban soils in Beijing, China / L. Tang, X. Y. Tang, Y. G. Zhu, M. H. Zheng, Q. L. Miao // *Environment International*. – 2005. – Vol. 31, № 6. – P. 822-828. DOI: 10.1016/j.envint.2005.05.031.
366. Tarasova, V. N. The lichens of forest rocky communities of the hill Muroigora (Arkhangelsk Region, Northwest Russia) / V. N. Tarasova, A. V. Sonina, V. I. Androsova, I. S. Stepanchikova // *Folia Cryptogamica Estonica*. – 2016. – Vol. 53. – P. 111-121. DOI: 10.12697/fce.2016.53.13
367. Thinon, M. La pédoanthracologie: une nouvelle méthode d'analyse phytocronologique depuis le Néolithique / M. Thinon // *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris*. – 1978. – Série D, Vol. 287. – P. 1203-1206.
368. Thinon, M. L'analyse pédoanthracologique, aspects méthodologiques et applications / M. Thinon. – Thèse d'État, Université Aix-Marseille III, 1992. – 317 p.
369. Tienaho, N. Quantifying fire-induced changes in ground vegetation using bitemporal terrestrial laser scanning / N. Tienaho, N. Saarinen, T. Yrttimaa, V. Kankare, M. Vastaranta // *Silva Fennica*. – 2024. – Vol. 58, № 3.
370. Tsibart, A. Polycyclic aromatic hydrocarbons in post-fire soils of drained peatlands in western Meshchera (Moscow region, Russia) / A. Tsibart, A. Gennadiev, T. Koshovskii, A. Watts // *Solid Earth*. – 2014. – Vol. 5, № 2. – P. 1305-1317. DOI: 10.5194/se-5-1305-2014.

371. Turetsky, M. R. Experimental drying intensifies burning and carbon losses in a northern peatland / M. R. Turetsky, W. Donahue, B. W. Benscoter // *Nature Communications*. – 2011. – Vol. 2, № 1. – P. 1-5. DOI: 10.1038/ncomms1523.
372. Turetsky, M. R. Global vulnerability of peatlands to fire and carbon loss / M. R. Turetsky, B. Benscoter, S. Page, G. Rein, G. R. Van Der Werf, A. Watts // *Nature Geoscience*. – 2015. – Vol. 8, № 1. – P. 11-14. DOI: 10.1038/ngeo2325.
373. Tuszynski, J. Package 'caTools' / J. Tuszynski, M. H. Khachatryan. – 2024. DOI: 10.32614/CRAN.package.caTools.
374. Uhler, A. D. Environmental stability of PAH source indices in pyrogenic tars / A. D. Uhler, S. D. Emsbo-Mattingly // *Bulletin of Environmental Contamination & Toxicology*. – 2006. – Vol. 76, № 4. DOI: 10.1007/s00128-006-0975-1.
375. Ulery, A. L. Wood-ash composition and soil pH following intense burning / A. L. Ulery, R. C. Graham, C. Amrhein // *Soil Science*. – 1993. – Vol. 156. – P. 358-364. DOI: 10.1097/00010694-199311000-00008.
376. van Bellen, S. Did fires drive Holocene carbon sequestration in boreal ombrotrophic peatlands of eastern Canada? / S. van Bellen, M. Garneau, A. A. Ali, Y. Bergeron // *Quaternary Research*. – 2012. – Vol. 78, № 1. – P. 50-59.
377. Varner III, J. M. Restoring fire to long-unburned *Pinus palustris* ecosystems: novel fire effects and consequences for long-unburned ecosystems / J. M. Varner III, D. R. Gordon, F. E. Putz, J. K. Hiers // *Restoration Ecology*. – 2005. – Vol. 13, № 3. – P. 536-544. DOI: 10.1111/j.1526-100X.2005.00067.x.
378. Vasilyeva, G. Use of natural sorbents for accelerated bioremediation of grey forest soil contaminated with crude oil / G. Vasilyeva, E. Mikhedova, L. Zinnatshina, E. Strijakova, L. Akhmetov, S. Sushkova, J. J. Ortega-Calvo // *Science of the Total Environment*. – 2022. – Vol. 850. – P. 157952. DOI: 10.1016/j.scitotenv.2022.157952.
379. Velichko, A. A. Climate and vegetation dynamics in the tundra and forest zone during the Late glacial and Holocene / A. A. Velichko, A. A. Andreev, V. A. Klimanov // *Quaternary International*. – 1997. – Vol. 41/42. – P. 71-96.
380. Vermooten, M. Temporal effects of biochar and dairy manure on physicochemical properties of podzol: case from a silage-corn production trial in boreal climate / M. Vermooten, M. Nadeem, M. Cheema, R. Thomas, L. Galagedara // *Agriculture*. – 2019. – Vol. 9. – P. 183. DOI: 10.3390/agriculture9080183.

381. Walker, M. Formal ratification of the subdivision of the Holocene Series/Epoch (Quaternary System/Period): two new Global Boundary Stratotype Sections and Points (GSSPs) and three new stages/subseries / M. Walker, M. J. Head, M. Berkelhammer, S. Björck, H. Cheng, L. Cwynar, H. Weiss // *Episodes: Journal of International Geoscience*. – 2018. – Vol. 41, № 4. – P. 213-223. DOI: 10.18814/epiiugs/2018/018016.
382. Walker, X. J. Cross-scale controls on carbon emissions from boreal forest megafires / X. J. Walker, B. M. Rogers, J. L. Baltzer, S. G. Cumming, N. J. Day, S. J. Goetz, M. C. Mack // *Global Change Biology*. – 2018. – Vol. 24, № 9. – P. 4251-4265. DOI: 10.1111/gcb.14287.
383. Walker, X. J. Increasing wildfires threaten historic carbon sink of boreal forest soils / X. J. Walker, J. L. Baltzer, S. G. Cumming, N. J. Day, C. Ebert et al. // *Nature*. – 2019. – Vol. 572, № 7770. – P. 520-523. DOI: 10.1038/s41586-019-1474-y.
384. Wang, Q. A meta-analysis on the response of microbial biomass, dissolved organic matter, respiration, and N mineralization in mineral soil to fire in forest ecosystems / Q. Wang, M. Zhong, S. Wang // *Forest Ecology and Management*. – 2012. – Vol. 271. – P. 91-97. DOI: 10.1016/j.foreco.2012.02.006.
385. Wanniarachchi, D. Impact of soil amendments on the hydraulic conductivity of boreal agricultural podzols / D. Wanniarachchi, M. Cheema, R. Thomas, V. Kavanagh, L. Galagedara // *Agriculture*. – 2019. – Vol. 9. – P. 133. DOI: 10.3390/agriculture9060133.
386. Wei, T. Package “Corrplot”: Visualization of a correlation matrix (Version 0.92) / T. Wei, V. R. Simko. – 2021. – R package “Corrplot”.
387. Wheeler, B. D. Ecological gradients, subdivisions and terminology of north-west European mires / B. D. Wheeler, M. C. F. Proctor // *Journal of Ecology*. – 2000. – Vol. 88. – P. 187-203. DOI: 10.1046/j.1365-2745.2000.00455.x.
388. Wickham, H. Readxl: Read Excel files. R package version 1.3.1 / H. Wickham, J. Bryan. – 2019. – R package. – Vienna. – 10 p.
389. Whitlock, C. Paleoecological perspectives on fire ecology: revisiting the fire-regime concept / C. Whitlock, P. E. Higuera, D. B. McWethy, C. E. Briles // *The Open Ecology Journal*. – 2010. – Vol. 3, № 1. – P. 1-18.
390. Wotton, B. M. Stand-specific litter moisture content calibrations for the Canadian Fine Fuel Moisture Code / B. M. Wotton, J. L. Beverly // *International Journal of Wildland Fire*. – 2007. – Vol. 16. – P. 463-472. DOI: 10.1071/WF06087.

391. Wu, Y. Hydrophobicity of peat soils: characterization of organic compound changes associated with heat-induced water repellency / Y. Wu, N. Zhang, G. Slater, J. M. Waddington, C. F. de Lannoy // *Science of the Total Environment*. – 2020. – Vol. 714. – P. 136444. DOI: 10.1016/j.scitotenv.2019.136444.
392. Wu, Y. Upcycling wildfire-impacted boreal peats into porous carbons that efficiently remove phenolic micropollutants / Y. Wu, N. Zhang, C. F. de Lannoy // *Journal of Environmental Chemical Engineering*. – 2021. – Vol. 9, № 4. – P. 105305. DOI: 10.1016/j.jece.2021.105305.
393. Xu, J. PEATMAP: Refining estimates of global peatland distribution based on a meta-analysis / J. Xu, P. J. Morris, J. Liu, J. Holden // *Catena*. – 2018. – Vol. 160. – P. 134-140. DOI: 10.1016/j.catena.2017.09.010.
394. Yakovleva, E. V. Polycyclic aromatic compounds in marsh and watershed soils of the Barents Sea coastline / E. V. Yakovleva, S. V. Deneva, E. V. Shamrikova, D. N. Gabov, Y. A. Dubrovskiy // *Marine Pollution Bulletin*. – 2025. – Vol. 216. – P. 117979. DOI: 10.1016/j.marpolbul.2025.117979
395. Yang, B. Polycyclic aromatic hydrocarbon occurrence in forest soils in response to fires: a summary across sites / B. Yang, Y. Shi, S. Xu, Y. Wang, S. Kong, Z. Cai, J. Wang // *Environmental Science: Processes & Impacts*. – 2022. – Vol. 24, № 1. – P. 32-41. DOI: 10.1039/D1EM00377A.
396. Young, A. M. Climatic thresholds shape northern high-latitude fire regimes and imply vulnerability to future climate change / A. M. Young, P. E. Higuera, P. A. Duffy, F. S. Hu // *Ecography*. – 2017. – Vol. 40, № 5. – P. 606-617. DOI: 10.1111/ecog.02205.
397. Yu, Z. Northern peatland carbon stocks and dynamics: a review / Z. Yu // *Biogeosciences*. – 2012. – Vol. 9, № 10. – P. 4071-4085.
398. Yu, S. H. A late Holocene record of vegetation and fire from the Amur Basin, far-eastern Russia / S. H. Yu, Z. Zheng, P. Kershaw, M. Skrypnikova, K. Y. Huang // *Quaternary International*. – 2017. – Vol. 432. – P. 79-92. DOI: 10.1016/j.quaint.2014.07.059.
399. Yunker, M. B. PAHs in the Fraser River basin: a critical appraisal of PAH ratios as indicators of PAH source and composition / M. B. Yunker, R. W. Macdonald, R. Vingarzan, H. Mitchell, D. Goyette, S. Sylvestre // *Organic Geochemistry*. – 2002. – Vol. 33. – P. 489-515. DOI: 10.1016/S0146-6380(02)00002-5

400. Yttri, K. E. Quantifying black carbon from biomass burning by means of levoglucosan – a one-year time series at the Arctic observatory Zeppelin / K. E. Yttri, C. Lund Myhre, S. Eckhardt, M. Fiebig, C. Dye, D. Hirdman, A. Stohl // *Atmospheric Chemistry and Physics*. – 2014. – Vol. 14. – P. 6427-6442. DOI: 10.5194/acp-14-6427-2014.
401. Zhang, W. Source diagnostics of polycyclic aromatic hydrocarbons in urban road runoff, dust, rain and canopy throughfall / W. Zhang, S. Zhang, C. Wan, D. Yue, Y. Ye, X. Wang // *Environmental Pollution*. – 2008. – Vol. 153, № 3. – P. 594-601. DOI: 10.1016/j.envpol.2007.09.004.
402. Zhang, Y. The effects of forest fire on soil organic matter and nutrients in boreal forests of North America: a review / Y. Zhang, A. Biswas // *Adaptive Soil Management: From Theory to Practices*. – 2017. – P. 465-476. DOI: 10.1007/978-981-10-3638-5_21.
403. Zhang-Turpeinen, H. Age-related response of forest floor biogenic volatile organic compound fluxes to boreal forest succession after wildfires / H. Zhang-Turpeinen, M. Kivimäenpää, F. Berninger, K. Köster, P. Zhao, X. Zhou, J. Pumpanen // *Agricultural and Forest Meteorology*. – 2021. – Vol. 308. – P. 108584. DOI: 10.1016/j.agrformet.2021.108584.

ПРИЛОЖЕНИЕ А.

Название объекта	Координаты	Район	Подзона тайги	Тип болота	Растительное сообщество	Площадь, га	Ближайший населенный пункт
ТП-I	66°54'47" с. ш., 51°56'32" в. д.	Усть-Цилемский	Крайнесеверная	Бугристое (не криотурбированное)	Ерниково-багульниково-лишайниково-сфагновое	2000	п. Харьяга (9 км к востоку)
ТП-II	65°55'40" с. ш., 52°40'22" в. д.	Усть-Цилемский	Крайнесеверная	Грядово-мочажинное	Кустарничково-багульниково-сфагновое	2.5	с. Хабариха (20 км к юго-западу)
ТП-III	65°23'9" с. ш., 52°20'0" в. д.	Усть-Цилемский	Крайнесеверная	Грядово-мочажинное	Кустарничково-пушицево-сфагновое	332	с. Усть-Цильма (8 км к юго-востоку)*
ТП-IV	65°18'40" с. ш., 53°36'28" в. д.	Ижемский	Северная	Грядово-мочажинное	Кустарничково-пушицево-сфагновое	1092	п. Щельяюр (9 км к западу)
ТП-V	63°30'11" с. ш., 50°40'13" в. д.	Княжпогостский	Средняя	Грядово-мочажинное	Кустарничково-пушицево-сфагновое	77	п. Седьюдор (12 км к югу)
ТП-VI	61°59'7" с. ш., 57°57'14" в. д.	Троицко-Печорский	Средняя	Грядово-мочажинное (залесенное)	Сосново-кустарничково-сфагновое	103	с. Усть-Унья (20 км к югу)
ТП-VII	61°57'51" с. ш., 50°32'19" в. д.	Сыктывдинский	Средняя	Грядово-мочажинное	Кустарничково-багульниково-сфагновое	661	п. Язель (3 км к востоку)
ТП-VIII	61°41'50" с. ш., 50°39'11" в. д.	Сыктывдинский	Средняя	Грядово-мочажинное (залесенное)	Сосново-кустарничково-сфагновое	32	г. Сыктывкар (9 км к востоку)
ТП-IX	59°58'39" с. ш., 50°10'12" в. д.	Койгородский	Южная	Грядово-мочажинное (залесенное)	Сосново-кустарничково-пушицево-сфагновое	68	с. Ношуль (42 км к северо-востоку)

* в непосредственной близости (1,5 км) к стоянке человека (Шиховской могильник).

ПРИЛОЖЕНИЕ Б.

Результаты радиоуглеродного датирования и графики калибровки возраста (образцы органического материала торфяных олиготрофных почв).

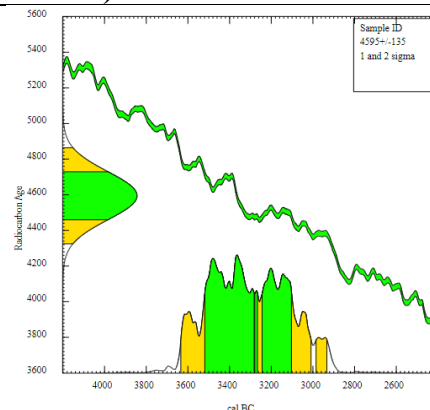
ТП-I (Сула-Харьягинский заказник)

RADIOCARBON CALIBRATION PROGRAM*
CALIB REV8.2
Copyright 1986-2020 M Stuiver and PJ Reimer
*To be used in conjunction with:
Stuiver, M., and Reimer, P.J., 1993, Radiocarbon, 35, 215-230.

Sample ID
2844
Description
Radiocarbon Age BP 4595 +/- 135
Calibration data set: intcal20.14c
% area enclosed cal AD age ranges

	cal BC	cal AD age ranges	# Reimer et al. 2020 relative area under probability distribution
68.3 (1 sigma)	cal BC 3519- 3282		0.618
	3279- 3265		0.028
	3244- 3102		0.353
95.4 (2 sigma)	cal BC 3634- 3009		0.965
	2984- 2933		0.035

Median Probability: -3315

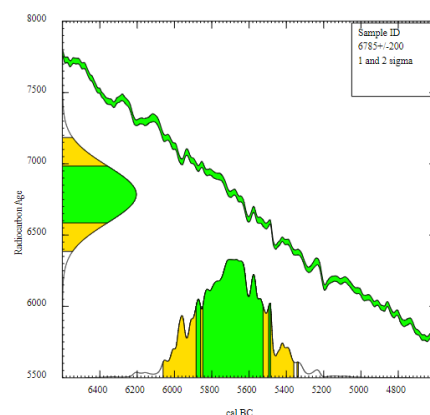


RADIOCARBON CALIBRATION PROGRAM*
CALIB REV8.2
Copyright 1986-2020 M Stuiver and PJ Reimer
*To be used in conjunction with:
Stuiver, M., and Reimer, P.J., 1993, Radiocarbon, 35, 215-230.

Sample ID
2846
Description
Radiocarbon Age BP 6785 +/- 200
Calibration data set: intcal20.14c
% area enclosed cal AD age ranges

	cal BC	cal AD age ranges	# Reimer et al. 2020 relative area under probability distribution
68.3 (1 sigma)	cal BC 5884- 5860		0.053
	5848- 5524		0.926
	5494- 5485		0.021
95.4 (2 sigma)	cal BC 6061- 5359		0.998
	5342- 5335		0.002

Median Probability: -5700

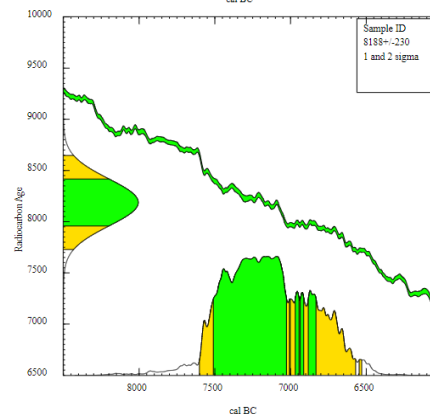


RADIOCARBON CALIBRATION PROGRAM*
CALIB REV8.2
Copyright 1986-2020 M Stuiver and PJ Reimer
*To be used in conjunction with:
Stuiver, M., and Reimer, P.J., 1993, Radiocarbon, 35, 215-230.

Sample ID
2840
Description
Radiocarbon Age BP 8188 +/- 230
Calibration data set: intcal20.14c
% area enclosed cal AD age ranges

	cal BC	cal AD age ranges	# Reimer et al. 2020 relative area under probability distribution
68.3 (1 sigma)	cal BC 7509- 7026		0.861
	7006- 7001		0.006
	6969- 6943		0.034
	6935- 6912		0.031
	6882- 6831		0.069
95.4 (2 sigma)	cal BC 7601- 6569		0.997
	6547- 6530		0.003

Median Probability: -7163

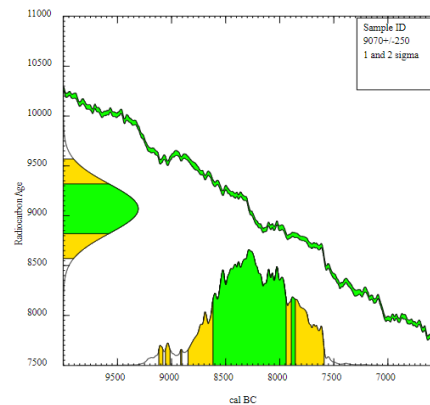


RADIOCARBON CALIBRATION PROGRAM*
CALIB REV8.2
Copyright 1986-2020 M Stuiver and PJ Reimer
*To be used in conjunction with:
Stuiver, M., and Reimer, P.J., 1993, Radiocarbon, 35, 215-230.

Sample ID
2839
Description
Radiocarbon Age BP 9070 +/- 250
Calibration data set: intcal20.14c
% area enclosed cal AD age ranges

	cal BC	cal AD age ranges	# Reimer et al. 2020 relative area under probability distribution
68.3 (1 sigma)	cal BC 8617- 7941		0.962
	7893- 7855		0.038
95.4 (2 sigma)	cal BC 9117- 9079		0.008
	9057- 9014		0.009
	8915- 8906		0.002
	8847- 7589		0.981

Median Probability: -8258



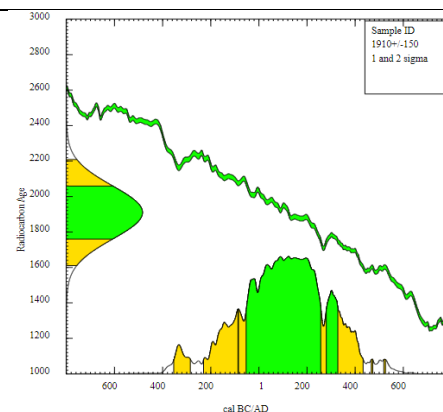
ТП-II (Хабариха)

1
RADIOCARBON CALIBRATION PROGRAM*
CALIB REV8.2
Copyright 1986-2020 M Stuiver and PJ Reimer
*To be used in conjunction with:
Stuiver, M., and Reimer, P.J., 1993, Radiocarbon, 35, 215-230.

Sample ID
14C2978
Description
Radiocarbon Age BP 1910 +/- 150
Calibration data set: intcal20.14c
% area enclosed cal AD age ranges

	cal BC	cal AD	# Reimer et al. 2020 relative area under probability distribution
68.3 (1 sigma)	87- 84	52- cal AD 258	0.004
			0.896
			0.101
95.4 (2 sigma)	cal BC 353- 284		0.028
		230- cal AD 434	0.968
			0.002
		519- 526	0.002

Median Probability: 111

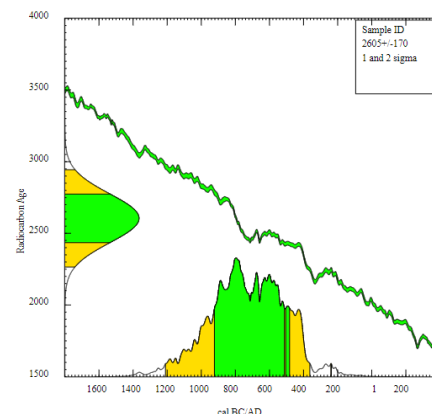


RADIOCARBON CALIBRATION PROGRAM*
CALIB REV8.2
Copyright 1986-2020 M Stuiver and PJ Reimer
*To be used in conjunction with:
Stuiver, M., and Reimer, P.J., 1993, Radiocarbon, 35, 215-230.

Sample ID
14C2977
Description
Radiocarbon Age BP 2605 +/- 170
Calibration data set: intcal20.14c
% area enclosed cal AD age ranges

	cal BC	cal AD	# Reimer et al. 2020 relative area under probability distribution
68.3 (1 sigma)	923- 511	505- 481	0.960
			0.040
95.4 (2 sigma)	cal BC 1209- 362		0.999
		240- 236	0.001

Median Probability: -731

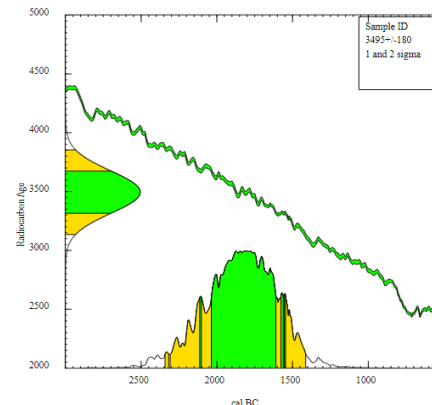


1
RADIOCARBON CALIBRATION PROGRAM*
CALIB REV8.2
Copyright 1986-2020 M Stuiver and PJ Reimer
*To be used in conjunction with:
Stuiver, M., and Reimer, P.J., 1993, Radiocarbon, 35, 215-230.

Sample ID
14C2988
Description
Radiocarbon Age BP 3495 +/- 180
Calibration data set: intcal20.14c
% area enclosed cal AD age ranges

	cal BC	cal AD	# Reimer et al. 2020 relative area under probability distribution
68.3 (1 sigma)	2112- 2102	2035- 1609	0.017
			0.944
			0.025
			0.014
95.4 (2 sigma)	cal BC 2341- 2318		0.006
		2307- 1412	0.994

Median Probability: -1833



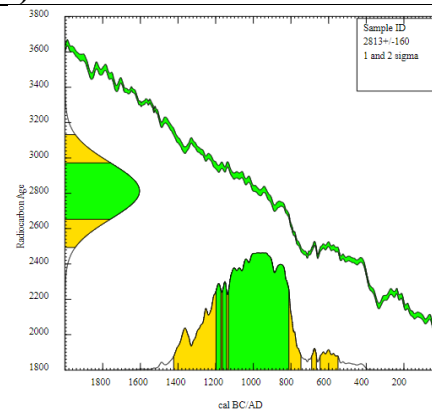
ТП – III (Усть-Цильма)

1
RADIOCARBON CALIBRATION PROGRAM*
CALIB REV8.2
Copyright 1986-2020 M Stuiver and PJ Reimer
*To be used in conjunction with:
Stuiver, M., and Reimer, P.J., 1993, Radiocarbon, 35, 215-230.

Sample ID
14C2982
Description
Radiocarbon Age BP 2813 +/- 160
Calibration data set: intcal20.14c
% area enclosed cal AD age ranges

	cal BC	cal AD	# Reimer et al. 2020 relative area under probability distribution
68.3 (1 sigma)	1198- 1171	1164- 1142	0.057
			0.049
			0.894
95.4 (2 sigma)	cal BC 1423- 746		0.962
		690- 665	0.008
		645- 549	0.029

Median Probability: -1012



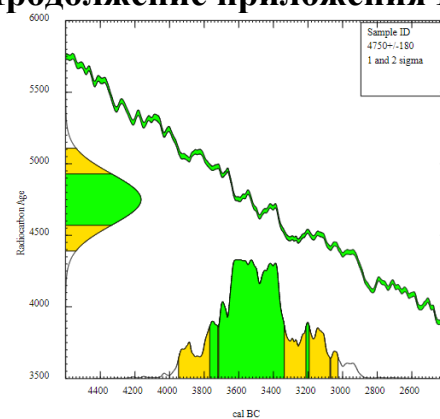
Продолжение приложения Б.

1
RADIOCARBON CALIBRATION PROGRAM*
CALIB REV8.2
Copyright 1986-2020 M Stuiver and PJ Reimer
*To be used in conjunction with:
Stuiver, M., and Reimer, P.J., 1993, Radiocarbon, 35, 215-230.

Sample ID
14C2983
Description
Radiocarbon Age BP 4750 +/- 180
Calibration data set: intcal20.14c
% area enclosed cal AD age ranges

		# Reimer et al. 2020	relative area under
			probability distribution
68.3 (1 sigma)	cal BC 3768- 3721	0.062	
	3716- 3336	0.913	
	3211- 3193	0.025	
95.4 (2 sigma)	cal BC 3947- 3072	0.982	
	3068- 3025	0.018	

Median Probability: -3504

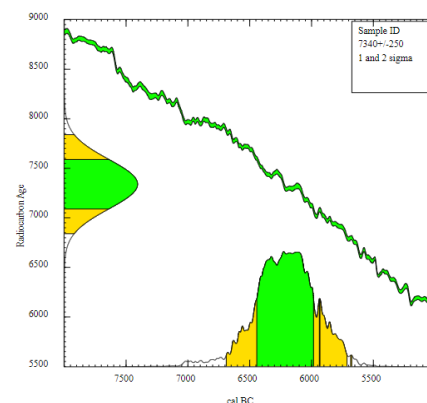


1
RADIOCARBON CALIBRATION PROGRAM*
CALIB REV8.2
Copyright 1986-2020 M Stuiver and PJ Reimer
*To be used in conjunction with:
Stuiver, M., and Reimer, P.J., 1993, Radiocarbon, 35, 215-230.

Sample ID
14C2986
Description
Radiocarbon Age BP 7340 +/- 250
Calibration data set: intcal20.14c
% area enclosed cal AD age ranges

		# Reimer et al. 2020	relative area under
			probability distribution
68.3 (1 sigma)	cal BC 6443- 5984	0.993	
	5936- 5931	0.007	
95.4 (2 sigma)	cal BC 6690- 5712	0.998	
	5683- 5675	0.002	

Median Probability: -6206



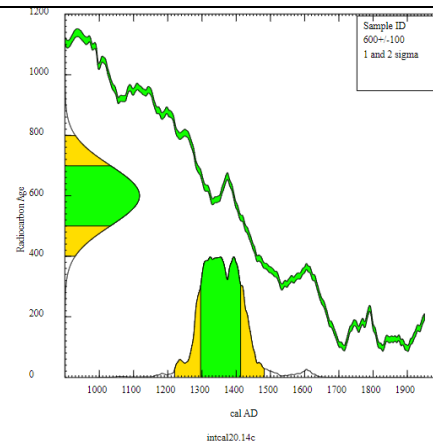
ТП – IV (Щельяур)

1
RADIOCARBON CALIBRATION PROGRAM*
CALIB REV8.2
Copyright 1986-2020 M Stuiver and PJ Reimer
*To be used in conjunction with:
Stuiver, M., and Reimer, P.J., 1993, Radiocarbon, 35, 215-230.

Sample ID
2856
Description
Radiocarbon Age BP 600 +/- 100
Calibration data set: intcal20.14c
% area enclosed cal AD age ranges

		# Reimer et al. 2020	relative area under
			probability distribution
68.3 (1 sigma)	cal AD 1296- 1414	1.000	
95.4 (2 sigma)	cal AD 1221- 1483	1.000	

Median Probability: 1355

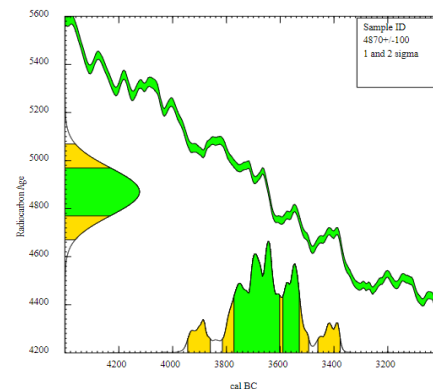


1
RADIOCARBON CALIBRATION PROGRAM*
CALIB REV8.2
Copyright 1986-2020 M Stuiver and PJ Reimer
*To be used in conjunction with:
Stuiver, M., and Reimer, P.J., 1993, Radiocarbon, 35, 215-230.

Sample ID
2846
Description
Radiocarbon Age BP 4870 +/- 100
Calibration data set: intcal20.14c
% area enclosed cal AD age ranges

		# Reimer et al. 2020	relative area under
			probability distribution
68.3 (1 sigma)	cal BC 3771- 3602	0.747	
	3589- 3528	0.253	
95.4 (2 sigma)	cal BC 3944- 3859	0.078	
	3815- 3493	0.846	
	3459- 3376	0.076	

Median Probability: -3657



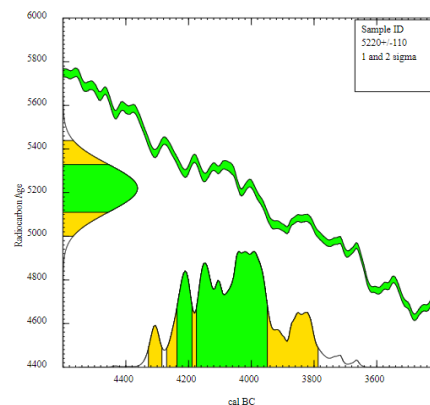
Продолжение приложения Б.

RADIOCARBON CALIBRATION PROGRAM*
CALIB REV8.2
Copyright 1986-2020 M Stuiver and PJ Reimer
*To be used in conjunction with:
Stuiver, M., and Reimer, P.J., 1993, Radiocarbon, 35, 215-230.

Sample ID
2840
Description
Radiocarbon Age BP 5220 +/- 110
Calibration data set: intcal20.14c
% area enclosed cal AD age ranges

	cal BC	cal AD	age ranges	# Reimer et al. 2020	relative area under	probability distribution
68.3 (1 sigma)	4237-	4188		0.155		
	4174-	3948		0.845		
95.4 (2 sigma)	4328-	4284		0.039		
	4269-	3787		0.961		

Median Probability: -4050



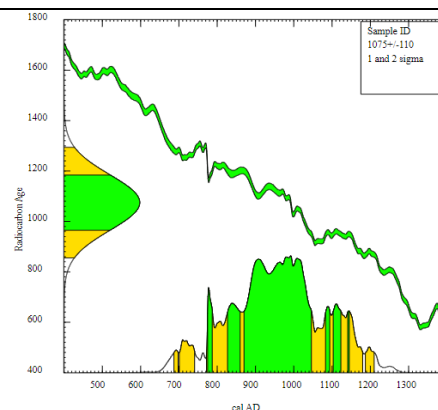
ТП – V (Сьодюдор)

RADIOCARBON CALIBRATION PROGRAM*
CALIB REV8.2
Copyright 1986-2020 M Stuiver and PJ Reimer
*To be used in conjunction with:
Stuiver, M., and Reimer, P.J., 1993, Radiocarbon, 35, 215-230.

Sample ID
Lab Code
Description
Radiocarbon Age BP 1075 +/- 110
Calibration data set: intcal20.14c
% area enclosed cal AD age ranges

	cal AD	age ranges	# Reimer et al. 2020	relative area under	probability distribution
68.3 (1 sigma)	775-	787	0.038		
	828-	860	0.094		
	870-	1046	0.770		
	1084-	1094	0.031		
	1103-	1124	0.057		
	1142-	1146	0.011		
95.4 (2 sigma)	687-	698	0.007		
	701-	742	0.035		
	772-	1180	0.942		
	1188-	1210	0.016		

Median Probability: 958

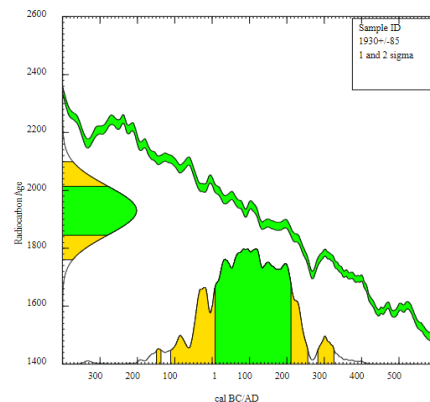


RADIOCARBON CALIBRATION PROGRAM*
CALIB REV8.2
Copyright 1986-2020 M Stuiver and PJ Reimer
*To be used in conjunction with:
Stuiver, M., and Reimer, P.J., 1993, Radiocarbon, 35, 215-230.

Sample ID
2858
Description
Radiocarbon Age BP 1930 +/- 85
Calibration data set: intcal20.14c
% area enclosed cal AD age ranges

	cal AD	age ranges	# Reimer et al. 2020	relative area under	probability distribution
68.3 (1 sigma)	8-	212	1.000		
95.4 (2 sigma)	148-	137	0.006		
	110-	cal AD 256	0.962		
	cal AD 283-	327	0.032		

Median Probability: 97

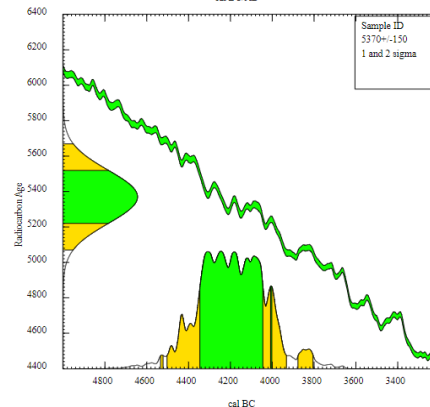


RADIOCARBON CALIBRATION PROGRAM*
CALIB REV8.2
Copyright 1986-2020 M Stuiver and PJ Reimer
*To be used in conjunction with:
Stuiver, M., and Reimer, P.J., 1993, Radiocarbon, 35, 215-230.

Sample ID
2859
Description
Radiocarbon Age BP 5370 +/- 150
Calibration data set: intcal20.14c
% area enclosed cal AD age ranges

	cal BC	age ranges	# Reimer et al. 2020	relative area under	probability distribution
68.3 (1 sigma)	4345-	4045	0.985		
	4008-	4002	0.015		
95.4 (2 sigma)	4533-	4521	0.003		
	4503-	3931	0.969		
	3876-	3804	0.028		

Median Probability: -4191



ТII – VI (Печоро-Илычский заповедник)

1

RADIOCARBON CALIBRATION PROGRAM*
CALIB REV7.1.0

Copyright 1986-2018 M Stuiver and PJ Reimer

*To be used in conjunction with:

Stuiver, M., and Reimer, P.J., 1993, Radiocarbon, 35, 215-230.

Sample ID

1903

Sample Description

Radiocarbon Age BP 455 +/- 80

Calibration data set: intcal13.14c

% area enclosed cal AD age ranges

68.3 (1 sigma) cal AD 1399- 1520

1592- 1619

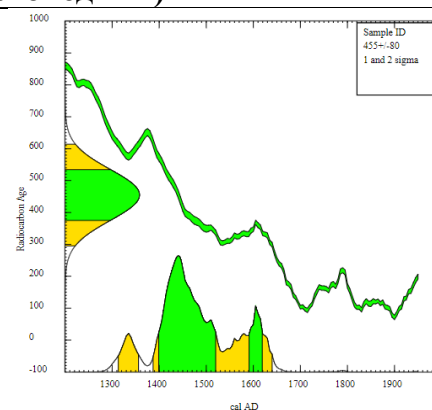
95.4 (2 sigma) cal AD 1314- 1357

1388- 1641

Median Probability: 1462

Reimer et al. 2013
relative area under
probability distribution

0.863
0.137
0.081
0.919

RADIOCARBON CALIBRATION PROGRAM*
CALIB REV7.1.0

Copyright 1986-2018 M Stuiver and PJ Reimer

*To be used in conjunction with:

Stuiver, M., and Reimer, P.J., 1993, Radiocarbon, 35, 215-230.

Sample ID

1884

Sample Description

Radiocarbon Age BP 1875 +/- 55

Calibration data set: intcal13.14c

% area enclosed cal AD age ranges

68.3 (1 sigma) cal AD 76- 179

186- 213

95.4 (2 sigma) cal AD 8- 13

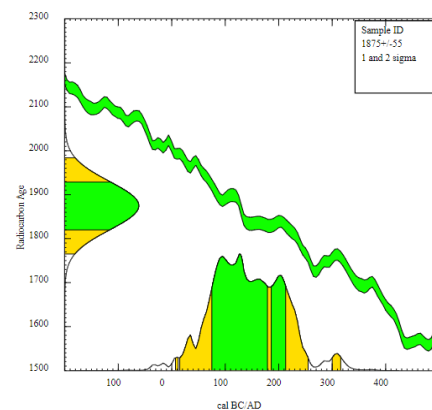
15- 255

300- 317

Median Probability: 137

Reimer et al. 2013
relative area under
probability distribution

0.810
0.190
0.004
0.983
0.014

RADIOCARBON CALIBRATION PROGRAM*
CALIB REV7.1.0

Copyright 1986-2018 M Stuiver and PJ Reimer

*To be used in conjunction with:

Stuiver, M., and Reimer, P.J., 1993, Radiocarbon, 35, 215-230.

Sample ID

1882

Sample Description

Radiocarbon Age BP 3840 +/- 55

Calibration data set: intcal13.14c

% area enclosed cal AD age ranges

68.3 (1 sigma) cal BC 2436- 2420

2404- 2378

2349- 2204

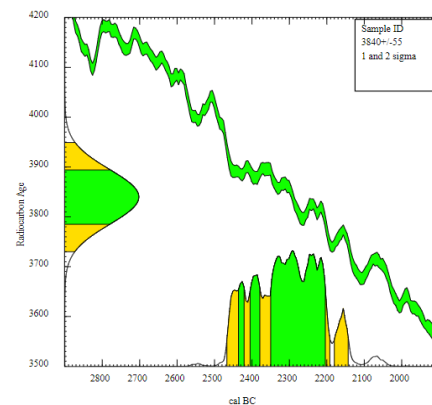
95.4 (2 sigma) cal BC 2467- 2192

2180- 2142

Median Probability: -2306

Reimer et al. 2013
relative area under
probability distribution

0.066
0.122
0.811
0.939
0.061



1

RADIOCARBON CALIBRATION PROGRAM*
CALIB REV7.1.0

Copyright 1986-2018 M Stuiver and PJ Reimer

*To be used in conjunction with:

Stuiver, M., and Reimer, P.J., 1993, Radiocarbon, 35, 215-230.

Sample ID

1893

Sample Description

Radiocarbon Age BP 4725 +/- 150

Calibration data set: intcal13.14c

% area enclosed cal AD age ranges

68.3 (1 sigma) cal BC 3694- 3677

3670- 3342

95.4 (2 sigma) cal BC 3902- 3900

3895- 3881

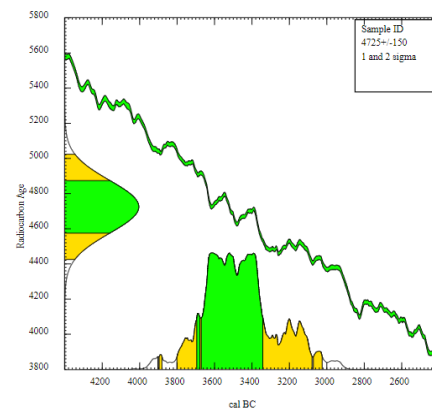
3800- 3079

3071- 3024

Median Probability: -3483

Reimer et al. 2013
relative area under
probability distribution

0.027
0.973
0.000
0.004
0.979
0.016



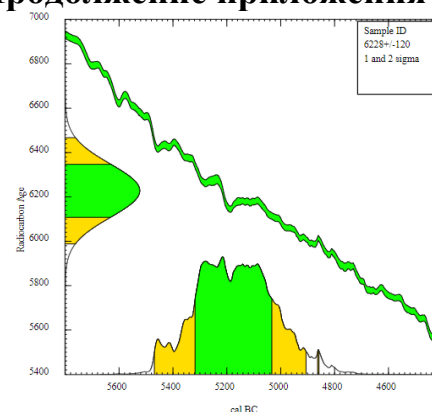
Продолжение приложения Б.

RADIOCARBON CALIBRATION PROGRAM*
CALIB REV7.1.0
Copyright 1986-2018 M Stuiver and PJ Reimer
*To be used in conjunction with:
Stuiver, M., and Reimer, P.J., 1993, Radiocarbon, 35, 215-230.

Sample ID
1895
Sample Description
Radiocarbon Age BP 6228 +/- 120
Calibration data set: intcal13.14c
% area enclosed cal AD age ranges
Reimer et al. 2013
relative area under
probability distribution

68.3 (1 sigma)	cal BC 5318- 5032	1.000
95.4 (2 sigma)	cal BC 5468- 4906	0.997
	4863- 4857	0.003

Median Probability: -5171

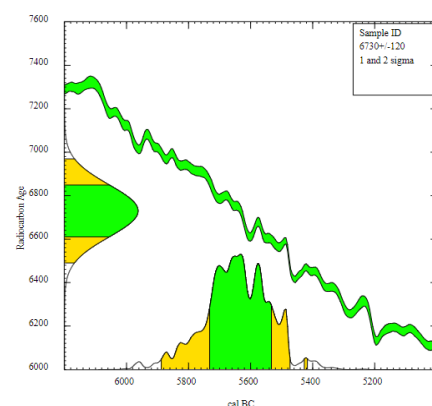


RADIOCARBON CALIBRATION PROGRAM*
CALIB REV8.2
Copyright 1986-2020 M Stuiver and PJ Reimer
*To be used in conjunction with:
Stuiver, M., and Reimer, P.J., 1993, Radiocarbon, 35, 215-230.

Sample ID
1944
Description
Radiocarbon Age BP 6730 +/- 120
Calibration data set: intcal20.14c
% area enclosed cal AD age ranges
Reimer et al. 2020
relative area under
probability distribution

68.3 (1 sigma)	cal BC 5731- 5532	1.000
95.4 (2 sigma)	cal BC 5887- 5473	0.996
	5427- 5417	0.004

Median Probability: -5645



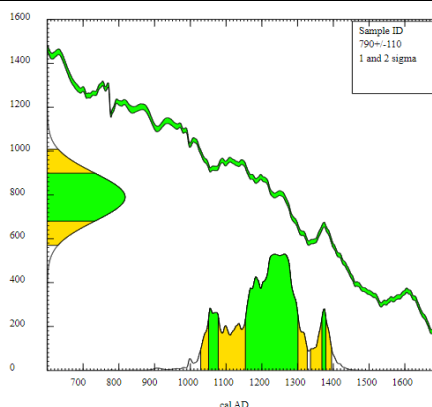
ТII – VII (Язель)

RADIOCARBON CALIBRATION PROGRAM*
CALIB REV8.2
Copyright 1986-2020 M Stuiver and PJ Reimer
*To be used in conjunction with:
Stuiver, M., and Reimer, P.J., 1993, Radiocarbon, 35, 215-230.

Sample ID
2225
Description
Radiocarbon Age BP 790 +/- 110
Calibration data set: intcal20.14c
% area enclosed cal AD age ranges
Reimer et al. 2020
relative area under
probability distribution

68.3 (1 sigma)	cal AD 1051- 1079	0.097
	1155- 1302	0.864
	1368- 1379	0.039
95.4 (2 sigma)	cal AD 1029- 1328	0.903
	1337- 1396	0.097

Median Probability: 1221

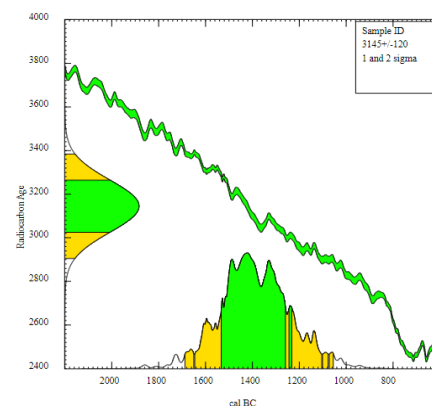


RADIOCARBON CALIBRATION PROGRAM*
CALIB REV8.2
Copyright 1986-2020 M Stuiver and PJ Reimer
*To be used in conjunction with:
Stuiver, M., and Reimer, P.J., 1993, Radiocarbon, 35, 215-230.

Sample ID
2230
Description
Radiocarbon Age BP 3145 +/- 120
Calibration data set: intcal20.14c
% area enclosed cal AD age ranges
Reimer et al. 2020
relative area under
probability distribution

68.3 (1 sigma)	cal BC 1532- 1258	0.972
	1244- 1231	0.028
95.4 (2 sigma)	cal BC 1687- 1650	0.018
	1646- 1104	0.965
	1100- 1077	0.010
	1071- 1054	0.007

Median Probability: -1396



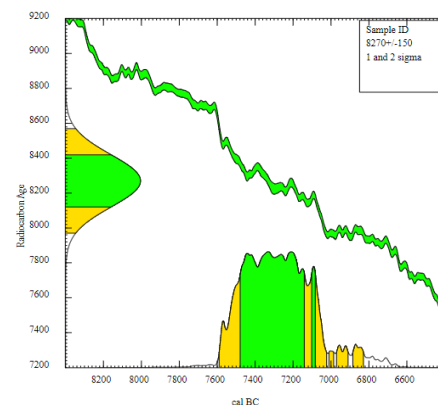
Продолжение приложения Б.

RADIOCARBON CALIBRATION PROGRAM*
CALIB REV8.2
Copyright 1986-2020 M Stuiver and PJ Reimer
*To be used in conjunction with:
Stuiver, M., and Reimer, P.J., 1993, Radiocarbon, 35, 215-230.

Sample ID
2228
Description
Radiocarbon Age BP 8270 +/- 150
Calibration data set: intcal20.14c
% area enclosed cal AD age ranges

	cal BC	AD age ranges	# Reimer et al. 2020 relative area under probability distribution
68.3 (1 sigma)	7478- 7140		0.952
	7102- 7083		0.048
95.4 (2 sigma)	7590- 7023		0.950
	7011- 6985		0.007
	6971- 6909		0.022
	6884- 6829		0.021

Median Probability: -7284



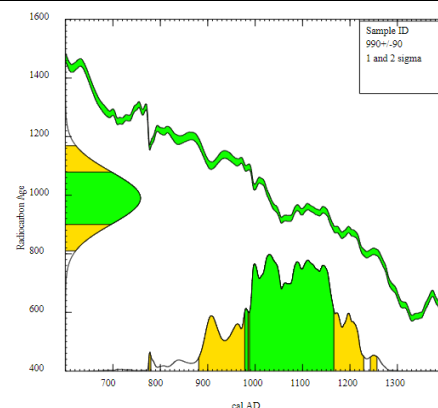
ТП – VIII (Максимовский стационар)

RADIOCARBON CALIBRATION PROGRAM*
CALIB REV8.2
Copyright 1986-2020 M Stuiver and PJ Reimer
*To be used in conjunction with:
Stuiver, M., and Reimer, P.J., 1993, Radiocarbon, 35, 215-230.

Sample ID
2106
Description
Radiocarbon Age BP 990 +/- 90
Calibration data set: intcal20.14c
% area enclosed cal AD age ranges

	cal AD	AD age ranges	# Reimer et al. 2020 relative area under probability distribution
68.3 (1 sigma)	978- 985		0.024
	988- 1167		0.976
95.4 (2 sigma)	776- 781		0.003
	882- 1230		0.989
	1243- 1258		0.008

Median Probability: 1066

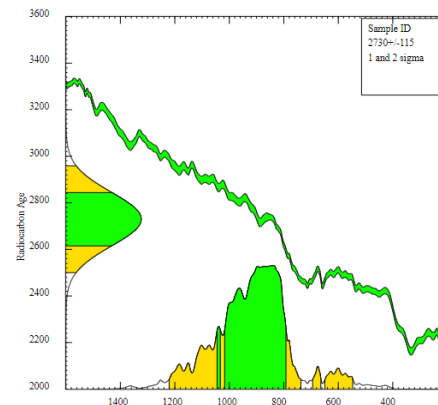


1
RADIOCARBON CALIBRATION PROGRAM*
CALIB REV8.2
Copyright 1986-2020 M Stuiver and PJ Reimer
*To be used in conjunction with:
Stuiver, M., and Reimer, P.J., 1993, Radiocarbon, 35, 215-230.

Sample ID
2111
Description
Radiocarbon Age BP 2730 +/- 115
Calibration data set: intcal20.14c
% area enclosed cal AD age ranges

	cal BC	AD age ranges	# Reimer et al. 2020 relative area under probability distribution
68.3 (1 sigma)	1044- 1033		0.030
	1017- 791		0.970
95.4 (2 sigma)	1221- 737		0.940
	694- 663		0.015
	649- 546		0.046

Median Probability: -908

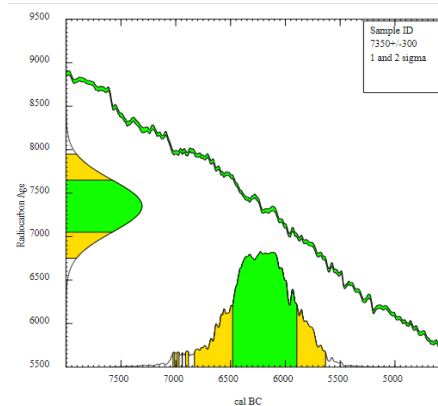


1
RADIOCARBON CALIBRATION PROGRAM*
CALIB REV8.2
Copyright 1986-2020 M Stuiver and PJ Reimer
*To be used in conjunction with:
Stuiver, M., and Reimer, P.J., 1993, Radiocarbon, 35, 215-230.

Sample ID
2134
Description
Radiocarbon Age BP 7350 +/- 300
Calibration data set: intcal20.14c
% area enclosed cal AD age ranges

	cal BC	AD age ranges	# Reimer et al. 2020 relative area under probability distribution
68.3 (1 sigma)	6480- 5895		1.000
95.4 (2 sigma)	7024- 7009		0.003
	6989- 6970		0.003
	6942- 6939		0.000
	6911- 6884		0.005
	6830- 5632		0.988

Median Probability: -6223



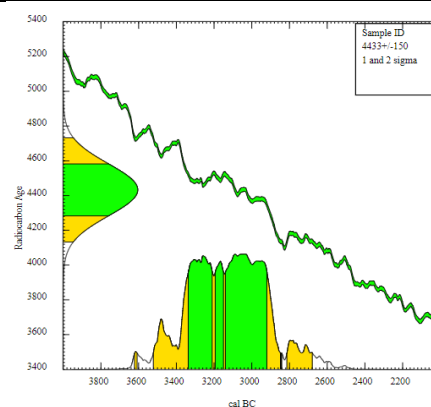
ТП – IX (Койгородский НП)

1
 RADIOCARBON CALIBRATION PROGRAM*
 CALIB REV7.1.0
 Copyright 1986-2018 M Stuiver and PJ Reimer
 *To be used in conjunction with:
 Stuiver, M., and Reimer, P.J., 1993, Radiocarbon, 35, 215-230.

Sample ID
 1956
 Sample Description
 Radiocarbon Age BP 4433 +/- 150
 Calibration data set: intcal13.14c
 % area enclosed cal AD age ranges

68.3 (1 sigma)	cal BC 3336- 3209	# Reimer et al. 2013 relative area under probability distribution
	3193- 3150	0.324
	3139- 2919	0.108
95.4 (2 sigma)	cal BC 3621- 3608	0.569
	3522- 2847	0.004
	2843- 2841	0.945
	2813- 2678	0.001
		0.050

Median Probability: -3126

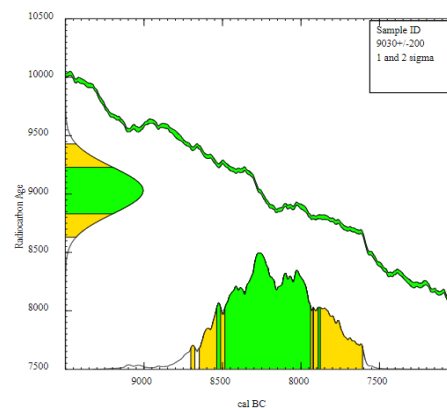


1
 RADIOCARBON CALIBRATION PROGRAM*
 CALIB REV7.1.0
 Copyright 1986-2018 M Stuiver and PJ Reimer
 *To be used in conjunction with:
 Stuiver, M., and Reimer, P.J., 1993, Radiocarbon, 35, 215-230.

Sample ID
 1919
 Sample Description
 Radiocarbon Age BP 9030 +/- 200
 Calibration data set: intcal13.14c
 % area enclosed cal AD age ranges

68.3 (1 sigma)	cal BC 8537- 8512	# Reimer et al. 2013 relative area under probability distribution
	8484- 7938	0.031
	7922- 7920	0.949
	7891- 7876	0.002
95.4 (2 sigma)	cal BC 8701- 8675	0.017
	8647- 7608	0.008
		0.992

Median Probability: -8193



ПРИЛОЖЕНИЕ В.

Физико-химические свойства исследуемых торфяных олиготрофных почв Республики Коми.

Глубина, см	pH	УЭП, мкСм см ⁻¹	C, %	N, %	C/N
ТП-I (Сула-Харьегинский заказник)					
0–10	5,52±0,1	224	45,3±1,6	1,04±0,11	50,8
10–20	5,73±0,1	106	46,6±1,6	1,62±0,18	33,6
30–40	5,77±0,1	87,3	45,3±1,6	1,37±0,15	38,6
40–45	5,4±0,1	98,5	44,9±1,6	1,35±0,15	38,8
45–50	5,5±0,1	90,6	44,4±1,6	1,30±0,14	39,8
50–60	5,71±0,1	95,5	48,1±1,7	1,57±0,17	35,7
80–90	5,68±0,1	99,2	45,9±1,6	0,80±0,09	66,9
260–270	5,48±0,1	123,1	47,6±1,7	1,95±0,21	28,5
280–290	5,3±0,1	128,9	41,8±1,5	2,26±0,25	21,6
290–300	5,35±0,1	125,4	15,7±1,6	0,86±0,09	21,3
ТП-II (Хабариха)					
0–20	5,51±0,1	169,1	44,8±1,6	0,73±0,08	72,9
20–40	4,84±0,1	123,7	45,6±1,6	0,97±0,11	54,4
40–60	5,47±0,1	60,6	49,5±1,6	1,06±0,12	50,8
60–80	5,32±0,1	95,1	53,2±1,5	2,23±0,25	22
80–100	5,46±0,1	52,5	52,6±1,4	1,82±0,20	24,9
100–120	5,4±0,1	73	52,4±1,3	1,59±0,18	26,8
120–140	5,52±0,1	60,7	54,4±1,3	1,71±0,19	25,4
140–160	5,34±0,1	95,2	54,5±2,2	1,08±0,12	23,7
160–180	5,73±0,1	54,7	54,8±2,9	1,16±0,13	29
180–200	5,73±0,1	62,5	53,1±2,7	1,12±0,12	28,3
200–220	5,55±0,1	63,8	52,0±3	1,22±0,13	28,7
220–230	5,63±0,1	72,8	52,8±1,1	1,26±0,14	29,4
ТП-III (Усть-Цильма)					
0–20	5,1±0,1	72,9	45,6±1,6	0,8±0,09	65,3
20–40	5,48±0,1	72,9	45,2±1,6	0,79±0,09	67,3
40–60	5,48±0,1	208	46,2±1,7	1,57±0,17	36,8
60–80	5,89±0,1	60,5	42±1,9	1,43±0,16	43,4
80–100	5,85±0,1	70,6	38,9±1,8	1,34±0,15	45,8
100–120	5,85±0,1	67,8	36,5±1,8	1,64±0,18	37,3
120–140	5,98±0,1	57,1	37,2±1,8	1,54±0,17	41,2
140–160	5,99±0,1	65,2	21,9±1,9	2,25±0,25	28,3
160–180	5,87±0,1	88,5	28,8±1,9	2,42±0,27	26,4
180–200	5,91±0,1	64,4	27,2±1,9	2,12±0,23	29,2
200–220	5,97±0,1	60,2	30,0±1,8	1,9±0,21	31,9
220–230	5,9±0,1	59,8	31,8±1,8	1,9±0,21	32,4
ТП-IV (Щельяюр)					
30–40	4,95±0,1	89,6	46,4±1,6	0,68±0,08	79,6
70–80	5,07±0,1	88,1	53,8±1,9	1,42±0,16	44,2
80–90	5,44±0,1	87,6	49,1±1,7	0,87±0,10	65,8
100–110	5,6±0,1	67,1	47,9±1,7	0,93±0,10	60,0
110–120	5,46±0,1	65,1	44,3±1,6	0,71±0,08	72,8
120–130	5,55±0,1	62,4	50,3±1,8	1,33±0,15	44,1
130–140	5,51±0,1	68,2	26,1±2,6	0,48±0,10	63,4
140–150	5,52±0,1	74	50,0±1,7	1,59±0,17	36,7
160–170	5,54±0,1	72,7	47,6±1,7	1,08±0,12	51,4
180–190	5,6±0,1	66,2	51,1±1,8	1,78±0,20	33,5

Продолжение приложения В.

ТП-V (Мещура)					
10–20	4,66±0,1	139,2	49,9±1,7	1,34±0,15	43,4
80–85	4,84±0,1	84,8	5,4±1,8	1,74±0,19	3,6
85–90	5,58±0,1	64,2	26,1±2,6	0,64±0,07	47,6
90–100	5,91±0,1	30,3	14,2±1,4	0,34±0,07	48,7
ТП-VI (Печоро-Илычский заповедник)					
0–20	3,8±0,1	-	48,7±1,7	1,09±0,12	52,1
20–40	4,2±0,1	-	49,1±1,7	1,43±0,16	40,1
40–60	4,2±0,1	-	50,6±1,8	1,54±0,17	38,3
60–80	4,4±0,1	-	51,2±1,8	1,60±0,18	37,3
80–100	4,7±0,1	-	49,2±1,7	1,52±0,17	37,8
100–120	4,8±0,1	-	55,8±2,0	1,36±0,15	47,9
120–140	4,9±0,1	-	55,2±1,9	1,89±0,21	34,1
140–160	5,1±0,1	-	52,6±1,8	2,15±0,24	28,5
160–180	5,0±0,1	-	50,5±1,8	2,11±0,23	28,9
180–200	5,1±0,1	-	51,0±1,8	1,84±0,20	32,3
200–220	5,2±0,1	-	45,9±1,6	1,73±0,19	31,0
220–240	4,9±0,1	-	0,62±0,14	0,064±0,01	11,3
ТП-VIII (Максимовский стационар)					
0–10	3,11±0,1	-	44,0±1,5	0,95±0,10	54,0
10–20	3,93±0,1	-	43,3±1,5	1,22±0,13	41,4
20–30	3,98±0,1	-	45,8±1,6	1,52±0,17	35,2
30–40	4,03±0,1	-	55,2±1,9	1,20±0,13	53,7
40–50	4,10±0,1	-	51,8±1,8	1,50±0,16	40,3
50–60	4,21±0,1	-	53,3±1,9	1,50±0,16	41,5
60–70	4,43±0,1	-	51,6±1,8	1,58±0,17	38,1
70–80	4,51±0,1	-	50,0±1,8	1,42±0,16	41,1
80–90	4,63±0,1	-	51,1±1,8	1,23±0,14	48,5
ТП-IX (Койгородский НП)					
0–10	4,4±0,1	-	48,5±1,7	1,39±0,15	40,7
10–15	4,1±0,1	-	56,8±2,0	0,95±0,10	69,8
15–30	4,5±0,1	-	54,1±1,9	1,50±0,16	42,1
30–50	4,5±0,1	-	49,1±1,7	1,13±0,12	50,7
50–70	4,5±0,1	-	54,1±1,9	1,41±0,16	44,8
70–90	4,8±0,1	-	55,5±1,9	1,30±0,14	49,8
90–105	4,6±0,1	-	52,9±1,9	1,20±0,13	51,4
105–115	4,7±0,1	-	10,2±1,0	0,55±0,11	21,6
115–130	4,9±0,1	-	1,15±0,27	0,071±0,01	18,9

*- не установлено значение.

ПРИЛОЖЕНИЕ Г.

Результаты анализа состава и содержания ПАУ в исследуемых торфяных олиготрофных почвах.

Глубина, см	2-ядерные			3-ядерные		4-ядерные				5-ядерные				6-ядерные		СУММА ПАУ
	NP	ACE	FL	PHE	ANT	FLA	PYR	BaA	CHR	BbF	BkF	BaP	DahA	BghiP	IPYR	
ТП-I (Сула-Харьгинский заказник)																
0–10	42,4±21	–	19,1±8	92,8±20	8,5±4,2	20,1±9	–	–	3,7±2	–	1,2±0,6	–	–	–	29,4±15	217,2
10–20	59,9±30	–	17,8±7	85,3±19	6,8±3,4	–	–	–	7,4±4	6,8±3	3,3±1,6	1,7±0,8	–	6,5±3	–	195,5
30–40	36,2±18	–	11,7±5	61,9±31	4,6±2,3	–	–	–	3,2±2	–	1,1±0,5	–	–	–	–	118,7
40–45	90,9±45	6,0±3	30,7±12	116,2±26	7,8±3,9	–	–	–	3,6±2	–	1,2±0,6	–	–	–	–	256,4
45–50	66,7±33	–	24,5±10	79,4±40	6,3±3,1	–	–	–	–	–	1,3±0,6	–	–	–	–	178,2
50–60	73,5±37	–	19,1±8	90,9±20	4,8±2,4	–	–	–	6,1±3	32,6±14	–	–	32,8±16	–	145,5±73	405,3
80–90	46,9±23	–	16,9±7	77,9±39	4,7±2,4	89,9±34	–	–	–	–	–	–	–	–	–	236,3
260–270	79,4±40	–	21,7±9	70,8±35	6,8±3,4	–	–	–	5,0±3	8,2±3	–	–	7,8±4	10,2±5	1679,1±716	1889,0
280–290	64,3±23	–	18,9±8	88,2±19	5,4±2,7	–	–	–	–	14,9±6	3,5±1,7	22,8±11,4	13,0±6	9,8±4	1480,4±706	1721,2
290–300	49,0±24	–	24,8±10	88,3±19	5,3±2,6	–	–	–	–	–	–	–	–	–	45,1±23	212,5
ТП-IV (Шельяюр)																
30–40	22,4±11	–	6,9±3	47,5±24	3,5±1,8	–	–	–	3,6±2	6,2±3	1,1±0,5	1,0±0,5	–	–	–	92,2
70–80	89,7±45	–	21,6±9	80,6±18	6,6±3,3	–	–	–	–	62,1±26	–	2,1±1,0	–	–	–	262,7
80–90	43,9±22	–	14,8±6	85,9±19	5,6±2,8	–	–	–	132,3±45	22,9±10	4,7±2,3	28,3±14,1	32,4±16	24,8±11	–	395,6
100–110	70,4±35	–	13,9±6	30,6±15	4,5±2,2	–	–	–	4,8±3	–	–	–	–	–	–	124,2
110–120	36,5±18	–	10,2±4	44,0±22	3,4±1,7	–	–	–	6,7±3	–	–	–	–	–	–	100,8
120–130	65,7±33	13,8±6	–	65,0±32	4,4±2,1	–	–	6,2±3	5,0±3	–	–	–	–	–	–	160,1
130–140	53,8±27	–	12,9±5	49,3±25	4,1±2,0	–	–	–	9,0±5	–	–	–	–	–	–	129,1
140–150	7,9±4	21,5±9	–	122,3±27	6,0±3,0	27,6±13	–	–	3,8±2	–	–	–	–	–	–	189,1
160–170	49,8±25	–	13,9±6	81,0±18	6,2±3,1	–	–	7,3±3	34,0±18	–	–	–	–	–	–	192,2
180–190	24,6±12	–	15,2±6	119,0±26	6,6±3,3	–	–	–	6,8±4	–	–	–	–	–	–	172,2
ТП-V (Мещура)																
10–20	43,2±22	–	9,7±4	63,8±32	4,7±2,4	–	–	–	6,3±3	–	1,2±0,6	–	–	–	–	128,9
80–85	84,4±42	7,4±3	21,6±9	101,4±22	7,0±3,5	–	–	–	21,1±10	9,0±4	1,5±0,7	5,9±3,0	–	–	–	259,3
85–90	65,3±33	–	19,3±8	89,2±20	6,3±3,2	–	–	–	153,9±37	43,2±18	22,3±10,7	14,8±7,4	6,5±3	–	–	420,8
90–100	124,8±62	9,1±4	40,3±16	143,4±32	11,6±5,8	27,5±13	–	–	4,5±2	23,4±10	–	–	–	–	–	384,6

* NP – нафталин, ACE – аценафтен, FL – флуорен, PHE – фенантрен, ANT – антрацен, FLA – флуорантен, PYR – пирен, BaA – бенз[a]антрацен, CHR – хризен, BbF – бенз[b]флуорантен, BkF – бенз[k]флуорантен, BaP – бенз[a]пирен, DahA – [a,h]антрацен, BghiP – бенз[g,h,i]перилен, IPYR – индено[1,2,3-cd]пирен. прочерк – ниже предела определения (для ACE <6, FL <6, FLA <20, PYR <20, BaA <6, CHR <3, BbF <6, BkF <1, BaP <1, DahA <6, BghiP <6, IPYR <6).

Продолжение приложения Г.

ТП-VI (Печоро-Ильчский заповедник)																
0–20	80,0±40	–	–	70,0±40	2,8±1,4	–	–	–	8,0±4	–	2,8±1,3	2,0±1,0	–	–	21,0±9	186,6
20–40	70,0±30	–	9,0±4	60,0±30	3,4±1,7	–	–	–	–	7,0±3	–	81,0±19	250,0±80	8,0±4	310,0±70	798,4
40–60	57,0±28	–	8,0±3	49,0±24	3,2±1,6	–	–	–	12,0±6	12,0±5	3,8±1,8	4,5±2,3	100,0±30	20,0±9	250,0±60	519,5
60–80	90,0±40	–	11,0±4	70,0±30	3,7±1,9	–	–	–	7,0±4	33,0±14	–	–	80,0±40	37,0±16	270,0±60	601,7
80–100	120,0±60	–	12,0±5	50,0±25	3,1±1,6	–	–	–	15,0±8	–	–	–	36,0±17	–	–	236,1
100–120	140,0±70	–	11,0±4	80,0±40	4,2±2,1	–	–	–	–	45,0±19	–	5,4±2,7	45,0±21	8,0±4	–	338,6
129–130	1240,0±200	1080±220	110,0±29	420,0±90	60,0±14	60±23	60±28	–	–	760,0±200	180,0±40	70,0±40	560,0±170	–	780,0±190	5380,0
120–140	160,0±80	–	23,0±9	140,0±30	7,0±4	–	–	–	38,0±20	–	–	–	200,0±60	–	640,0±150	1208,0
140–160	160,0±80	–	11,0±4	87,0±19	5,2±2,6	–	–	–	18,0±9	–	–	3,6±1,8	84,0±25	–	700,0±170	1068,8
160–180	110,0±50	–	8,0±3	101,0±22	3,0±1,5	–	–	–	3,0±1,6	15,0±6	1,5±0,7	–	27,0±13	–	590,0±140	858,5
180–200	110,0±50	–	8,0±3	270,0±60	3,0±1,5	–	–	–	15,0±8	40,0±17	–	–	13,0±6	–	250,0±60	709,0
200–220	23,0±11	–	–	33,0±16	1,3±0,7	–	–	–	–	–	–	–	–	58,0±25	–	115,3
ТП-VIII (Максимовский стационар)																
0–10	116,2±58	–	–	385,6±85	5,8±2,9	25,8±12	–	6,2±3	13,0±7	74,7±31	3,4±1,6	4,2±2,1	11,8±6	13,9±6	–	660,6
10–20	177,4±88	14,9±6	19,4±8	150,2±33	9,4±4,7	55,7±26	52,1±24	14,2±6	44,6±23	313,0±81	10,3±5,0	11,3±5,6	28,6±14	12,5±6	47,0±21	960,5
20–30	261,8±130	–	26,2±11	177,7±39	11,6±5,8	42,0±19	34,2±16	118,2±31	913,9±256	495,0±129	33,3±16,0	150,9±36,2	21,1±10	23,4±10	99,9±24	2409,2
30–40	508,8±183	88,2±19	36,3±15	518,7±114	53,8±12,9	163,0±62	63,6±29	106,1±28	903,0±253	1860,6±409	78,5±37,7	1425,9±256,7	288,8±87	165,5±40	407,8±98	6668,6
40–50	172,5±86,3	24,6±10	13,8±6	63,5±32	2,1±1,0	–	–	–	28,5±15	643,3±167	6,9±3,3	49,2±24,6	–	–	20,7±9	1025,1
50–60	228,0±114	–	12,6±5	75,2±38	1,8±0,9	–	–	6,4±3	100,8±34	2112,0±465	9,2±4,4	277,8±66,7	156,8±47	–	68,6±30	3049,2
60–70	188,3±94	13,5±5	17,5±7	40,8±20	2,5±1,3	–	–	–	34,5±18	75,3±32	1,8±0,8	7,8±3,9	–	–	–	382,0
70–80	213,8±107	17,8±7	25,0±10	61,9±31	4,1±2,0	–	–	–	31,7±17	52,1±22	2,4±1,2	–	–	–	–	408,8
80–90	163,4±82	8,9±4	12,5±5	34,6±17	1,9±1,0	–	–	±	15,2±8	15,0±6	–	1,2±0,6	–	21,5±9	–	274,2
ТП-IX (Койгородский НП)																
0–10	90,0±40	–	–	180,0±40	2,9±1,5	–	–	–	–	–	1,8±0,9	1,3±0,7	7,0±3	8,0±4	16,0±7	307,0
10–15	650,0±230	–	20,0±8	260,0±60	5,0±2,5	26,0±12	–	–	46,0±24	–	15,0±7	8,0±4	60,0±30	–	–	1090,0
15–30	130,0±70	–	10,0±4	85,0±19	1,9±1,0	–	–	–	6,0±3	–	2,4±1,2	5,4±2,7	11,0±5	–	–	251,7
30–50	209,0±104	–	18,0±7	111,0±24	7,0±4	–	–	–	10,0±5	–	–	–	28,0±13	–	–	383,0
50–70	160,0±80	–	16,0±6	97,0±21	4,9±2,5	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	277,9
70–90	110,0±60	–	11,0±4	70,0±40	4,4±2,2	–	–	–	–	–	–	–	–	10,0±4	–	205,4
90–105	100,0±50	–	–	70,0±40	2,2±1,1	–	–	–	55,0±28	67,0±33	19,0±9,0	860,0±210	260,0±80	–	–	1433,2
105–115	44,0±22	–	–	26,0±13	1,3±0,7	–	–	–	4,0±2	–	–	2,9±1,5	15,0±7	–	–	93,2

* NP – нафталин, ACE – аценафтен, FL – флуорен, PHE – фенантрен, ANT – антрацен, FLA – флуорантен, PYR – пирен, BaA – бенз[а]антрацен, CHR – хризен, BbF – бенз[б]флуорантен, BkF – бенз[к]флуорантен, BaP – бенз[а]пирен, DahA – [а,һ]антрацен, BghiP – бенз[g,һ,i]перилен, IPYR – индено[1,2,3-сd]пирен. прочерк – ниже предела определения (для ACE <6, FL <6, FLA <20, PYR <20, BaA <6, CHR <3, BbF <6, BkF <1, BaP <1, DahA <6, BghiP <6, IPYR <6).

ПРИЛОЖЕНИЕ Д.

Результаты ЯМР ^{13}C спектроскопии исследуемых торфяных олиготрофных почв.

Глубина образца, см	Распределение углерода, %								Алкил/ O,N- алкил	fa	AR/AL
	C _{Алк-Н} 0-45	C _{СН3-О} 45-60	C _{Алк-О} 60-95	C _{О-Алк-О} 95-110	C _{Ar-Н(С)} 110-145	C _{Ar-О,N} 145-165	C _{СООН(R)} 165-185	C _{С=O} 185-220			
ТП-I (Сула-Харьятинский заказник)											
9-11	21,5	6,7	42,3	9,8	7,8	4,2	4,1	3,6	0,4	12,0	0,1
25-27	29,2	6,9	34,0	8,8	8,7	4,9	5,1	2,5	0,7	13,5	0,2
39-41	28,6	7,1	38,0	8,5	7,6	3,2	5,8	1,2	0,6	10,8	0,1
43-45	27,6	7,5	38,3	9,4	7,7	4,1	4,6	0,7	0,6	11,8	0,1
51-53	26,0	7,6	39,5	9,0	9,0	2,9	5,9	—	0,6	12,0	0,1
113-115	34,4	7,3	31,2	8,5	9,6	3,2	4,9	1,0	0,9	12,8	0,1
183-185	32,0	8,2	41,6	7,8	6,1	1,2	3,2	—	0,6	7,2	0,1
253-255	34,6	8,7	31,2	7,4	10,6	3,8	3,4	0,3	0,9	14,4	0,2
269-271	32,0	10,3	21,7	6,8	16,9	5,5	6,0	0,8	1,0	22,4	0,3
283-285	24,8	10,2	29,6	7,3	18,4	-	8,6	1,0	0,6	18,4	0,2
ТП-IV (Шальютр)											
35-37	40,9	6,7	22,7	5,0	12,5	3,9	6,0	2,3	1,4	16,4	0,2
73-75	37,9	5,3	26,0	6,3	11,4	4,1	5,4	3,5	1,2	15,6	0,2
79-81	43,8	6,0	18,9	4,4	13,4	4,9	5,6	2,9	1,8	18,3	0,2
99-101	23,6	5,7	30,8	8,6	13,6	6,2	6,9	4,7	0,6	19,8	0,3
114-116	14,7	3,8	40,0	9,8	16,0	5,6	6,6	3,4	0,3	21,6	0,3
123-125	26,7	5,8	28,0	7,7	13,6	6,3	6,3	5,5	0,8	19,9	0,3
137-139	20,0	5,0	32,4	9,1	15,3	6,7	6,5	5,0	0,5	22,0	0,3
147-149	25,0	8,1	28,3	6,7	14,7	6,4	7,3	3,5	0,7	21,1	0,3
169-171	23,4	8,3	33,3	8,1	13,9	5,0	6,2	1,7	0,6	19	0,2
189-191	40,9	6,7	22,7	5,0	12,5	3,9	6,0	2,3	1,4	16,4	0,2
ТП-V (Мещура)											
9-11	24,3	8,6	41,6	9,6	8,4	4,2	3,4	—	0,5	12,6	0,1
83-85	54,3	5,6	20,3	4,1	9,3	2,3	4,2	—	2,1	11,6	0,1
87-89	41,9	6,8	30,4	6,6	7,1	3,7	3,6	—	1,1	10,7	0,1
95-97	60,2	3,5	10,4	3,4	13,6	3,4	4,6	1,0	4,4	16,9	0,2

* *fa* – степень ароматичности.

Продолжение приложения Д.

ТП-VI (Печоро-Илычский заповедник)											
0–20	23,0	8,4	36,4	10,6	13,6	4,7	3,4	–	0,4	18,2	0,2
20–40	26,3	8,4	33,9	9,3	13,0	4,8	4,4	–	0,5	17,8	0,2
40–60	28,0	8,7	30,8	9,1	14,3	5,1	4,0	–	0,6	19,4	0,3
60–80	29,6	8,7	27,0	9,0	16,4	5,3	3,9	–	0,7	21,8	0,3
80–100	40,5	8,3	20,5	6,6	15,5	4,6	4,0	–	1,1	20,1	0,3
100–120	42,1	7,9	19,2	6,3	15,7	4,9	4,0	–	1,3	20,5	0,3
129–130	34,2	8,3	19,9	7,4	20,3	6,1	3,8	–	1,0	26,4	0,4
120–140	39,2	8,9	19,4	6,7	17,1	5,2	3,6	–	1,1	22,3	0,3
140–160	33,2	9,8	23,1	7,7	17,1	5,3	3,9	–	0,8	22,4	0,3
160–180	24,6	10,1	29,3	8,9	17,5	5,6	4,0	–	0,5	23,1	0,3
180–200	25,6	12,1	24,9	9,1	20,3	5,5	2,4	–	0,6	25,9	0,4
200–220	25,6	12,1	24,9	9,1	20,3	5,5	2,4	–	0,6	25,9	0,4
ТП-VIII (Максимовский стационар)											
0–10	35,8	7,1	26,1	6,4	13,1	4,6	5,6	1,2	0,9	17,7	0,2
20–25	21,5	6,7	40,8	10,1	9,6	4,0	5,4	1,9	0,4	13,6	0,2
30–35	28,2	8,2	20,0	5,4	24,8	7,0	5,3	1,2	0,8	31,8	0,5
40–50	20,0	8,7	21,0	5,1	29,8	8,3	5,0	2,1	0,6	38,1	0,7
55–65	37,0	7,5	21,6	5,6	14,4	5,6	6,5	1,8	1,1	19,9	0,3
65–70	42,6	7,3	18,3	5,2	14,5	4,9	6,5	0,7	1,4	19,4	0,3
ТП-IX (Койгородский НП)											
0–10	16,0	7,0	45,4	11,6	11,3	4,6	3,9	0,1	0,2	15,9	0,2
10–15	19,1	5,9	18,0	6,8	36,4	8,0	5,0	0,9	0,6	44,4	0,9
15–30	39,2	7,4	21,4	6,3	14,5	5,3	4,7	1,1	1,1	19,8	0,3
30–50	38,3	7,2	20,4	6,3	15,9	5,7	4,7	1,4	1,1	21,6	0,3
50–70	36,3	7,2	18,7	6,4	17,9	6,8	5,2	1,5	1,1	24,7	0,4
70–90	42,5	7,1	14,7	5,6	18,5	6,6	4,6	0,4	1,5	25,1	0,4
90–105	44,2	6,4	12,0	4,2	18,7	6,8	5,6	2,2	2,0	25,5	0,4
105–115	34,0	6,9	13,9	6,0	24,4	7,9	7,0	-	1,3	32,3	0,5

* fa – степень ароматичности.