

УДК 631.423.4

ПОЛИЦИКЛИЧЕСКИЕ АРОМАТИЧЕСКИЕ УГЛЕВОДОРОДЫ В МЕРЗЛОТНЫХ БУГРИСТЫХ ТОРФЯНИКАХ КРИОЛИТОЗОНЫ

© 2019 г. Д. Н. Габов^{1, *}, Е. В. Яковлева¹, Р. С. Василевич¹, О. Л. Кузнецов², В. А. Безносииков¹

¹Институт биологии Коми научного центра Уральского отделения Российской академии наук — обособленное подразделение Федерального государственного бюджетного учреждения науки Федеральный исследовательский центр “Коми научный центр Уральского отделения Российской академии наук”, ул. Коммунистическая, 28, Сыктывкар, 167982 Россия

²Институт биологии — обособленное подразделение Федерального государственного бюджетного учреждения науки Федерального исследовательского центра “Карельский научный центр Российской академии наук”, ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, 185910 Россия

*e-mail: gabov@ib.komisc.ru

Поступила в редакцию 26.12.2018 г.

После доработки 17.01.2019 г.

Принята к публикации 23.03.2019 г.

Профильное накопление полициклических ароматических углеводородов (ПАУ) в мерзлых торфяниках криолитозоны (Республика Коми) связано с определенными группами растительных остатков, продуцированных в период атлантического климатического оптимума голоцена. В составе преобладают как “тяжелые” (бенз[ghi]перилен, дибенз[a,h]антрацен и бенз[b]флуорантен), так и “легкие” (пирен и нафталин) ПАУ. Полиарены в мерзлотных горизонтах находятся в законсервированном состоянии и не подвержены трансформации по сравнению с сезонно-талыми слоями. На границе мерзлоты в сезонно-талых и мерзлотных горизонтах динамические процессы оттаивания и промерзания приводят к взаимной трансформации законсервированных растительных остатков, гумусовых веществ, неспецифических органических соединений и накоплению 5,6-ядерных структур ПАУ. Контроль состава ПАУ торфяников и значительное увеличение их массовой доли в пределах границы сезонно-талых слоев и многолетней мерзлоты можно использовать в качестве индикаторов отклика многолетней мерзлоты на климатические изменения в высоких широтах.

Ключевые слова: полиарены, растительность, климатические индикаторы, торфяная олиготрофная мерзлотная почва

DOI: 10.1134/S0032180X1909003X

ВВЕДЕНИЕ

Межправительственная группа экспертов по изменению климата (IPCC) подтвердила, что среднее глобальное потепление в течение XX в. составляло $0.6 \pm 0.2^\circ\text{C}$ [43]. В настоящее время исследования указывают на климатические изменения различных регионов планеты, в том числе арктических и высокоширотных, которые широко распространены на территории Российской Федерации [25, 40]. При этом за последние 50 лет высокоширотные области подвергались более значительному региональному потеплению, чем в среднем по миру, вследствие чего территория исследования может быть ключевым участком, отражающим современный тренд изменения климата [7]. Фиксируются новые экстремальные и сезонные условия климата, происходит повышение температуры грунта, увеличение мощности сезонно-талого слоя, изменяются гидрологические и биогеохимические циклы [22, 24, 32], сокращают-

ся площади распространения высокочувствительной к глобальному потеплению климата мерзлоты в верхнем слое почв, что приводит к значительным сдвигам в экосистемах крайне северной тайги и тундры [29, 33].

Торфяные залежи болот, состоящие из слабогумифицированных растительных остатков, — крупнейший пул органического углерода в биосфере, реагирующий на изменение состава атмосферы, климата, растительности [20, 26]. В торфяных залежах северного полушария в районах многолетней мерзлоты законсервировано по последним оценкам 1024 Пг органического углерода до глубины 3 м [41]. Реакция болот на изменения климата имеет решающее значение для прогнозирования потенциальных обратных связей в глобальном цикле углерода [16]. Оттаивание многолетней мерзлоты и микробное разложение ранее замороженного органического вещества могут стать причиной потенциального выброса большого ко-

личества парниковых газов в атмосферу [19, 39], что, в свою очередь, будет способствовать еще большему усилению глобального потепления. Этому же будут способствовать сопутствующие геоморфологические процессы, такие как термокарст и эрозия, приводящие к обнажению достаточного количества органического вещества почв [23, 36]. Экосистемы по средней годовой изотерме 0°C и ниже, возможно, относятся к числу наиболее чувствительных к изменению климата, а болота в этих регионах выделяют значительные количества парниковых газов в атмосферу [18].

Включающиеся в общий круговорот углерода неспецифические органические соединения торфяников (ПАУ, *n*-алканы, фенолы, карбоновые кислоты, бифенилы и др.) могут помочь идентифицировать состав и темпы накопления почвенного органического вещества в палеоклиматических исследованиях, реконструировать условия осаждения атмосферных загрязнителей, дать оценку микробной деградации в отложениях торфа, раскрыть тенденции взаимодействия специфических и неспецифических органических соединений в тундровых торфяниках [3, 42]. Некоторые исследователи уже использовали данный подход к реконструкции климата прошлого и условий окружающей среды в северных широтах [44–46].

Аккумуляция различных ПАУ в торфяниках может быть связана с биогеохимической трансформацией исходного биогенного материала при разложении органического вещества [2, 9], процессами их синтеза в организмах и биокосных системах [13–15, 27], а также с геохимическим фоном [4]. Накопление полиаренов в верхних сезонно-оттаивающих слоях торфа также частично обусловлено антропогенными факторами: сжиганием ископаемого топлива, разливами нефти и другими видами техногенеза [11, 31], и могут согласовываться с историей использования природных ресурсов [37, 38]. Как правило, торфяные отложения содержат значительно большие количества полиароматических углеводородов, чем органогенные горизонты минеральных почв [28]. Профильное распределение полиаренов в торфяных залежах может отражать интенсивность торфообразования, мерзлотные процессы, темпы гумусообразования и минерализации органического вещества, биологическую активность почв, наличие геохимических барьеров [5]. Анализируя спектр ПАУ в торфяных отложениях и используя их в качестве возможных молекулярных параметров прошлых растительных сообществ, можно реконструировать некоторые экологические условия прошлого, выявить особенности накопления полиаренов и трансформации их в зоне криогенеза, оценить отклик вечной мерзлоты на потепление климата [17, 21, 34, 35]. Так, исследования распределения ПАУ по профилю соляного болота на

севере Испании были использованы для реконструкции истории поступления загрязняющих веществ в регион за последние 700 лет. Установлено, что содержание ПАУ в торфе в период с 1300 по 1800 гг. отражает выбросы в атмосферу, образовавшиеся при сжигании древесины, а с 1800 по 2000 гг. на состав ПАУ влияет активное развитие промышленности. Полученные данные основывались на расчете различных соотношений полиаренов [30].

Цель работы – изучение профильного распределения ПАУ в бугристых торфяниках зоны крайне северной тайги европейского северо-востока России, оценка особенностей аккумуляции и трансформации полиаренов в зоне криогенеза, поиск соединений-маркеров для индикации растительных сообществ-торфообразователей и изменения климата в высоких широтах.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Район исследования расположен в зоне крайне северной тайги (г. Инта) Республики Коми (бассейн р. Косью), в области распространения редко островной многолетней мерзлоты. Территория представляет полого-увалистую моренную равнину Предуралья, покрытую чехлом покровных пылеватых суглинков мощностью менее 10 м [6]. Климат умеренно континентальный, среднегодовая температура воздуха по метеостанции г. Инта – минус 3.9°C, среднесуточная сумма положительных температур – около 1400°C, среднегодовое количество осадков – 700 мм [1].

Объекты исследования – торфяная олиготрофная мерзлотная почва (бугров с растительным покровом, разр. 2015–7) и торфяная олиготрофная мерзлотная деструктивная почва (оголенные (эродированные) торфяные пятна на деградирующем бугре, разр. 2015–6). По ключам Международной реферативной базы почвенных ресурсов WRB (2014) почвы торфяников классифицируются как Cryic Histosols, а почвы оголенных торфяных пятен – Cryic Histosols (Turbic). Разрезы заложены в 11 км к юго-востоку от ст. В. Инта. Верхняя граница многолетней мерзлоты в летнее время находится на глубине 40–50 см в почвах под растительным покровом и 60–70 см в почвах с эродированным покровом. Торф в верхней и нижней частях профиля темнокоричневый, высокой и средней степени разложения, перегнойного типа, в центральной части низкой и средней степени разложения. Отбор и пробоподготовку торфа проводили согласно ГОСТ 17644-83, ГОСТ 11306-2013 при помощи машинного бурения. Послойный отбор проб проводили до глубины 2.6 м через каждые 10–15 см.

Разр. 2015-6 – торфяная олиготрофная мерзлотная деструктивная почва. Координаты: 65°54' N,

60°26' Е. Бугор пучения диаметром 12 м на западной части крупного торфяного мерзлого плато, пятно 2 × 3 м без растительности. На поверхности криогенное растрескивание и пучение верхнего торфяного горизонта. Край пятна покрыт лишайниками и зелеными мхами.

Разр. 2015-7 – торфяная олиготрофная мерзлотная почва. Координаты: 65°54' N, 60°26' E. Разрез заложен на бугре, диаметр около 12 м. В покрове *Empetrum*, *Vaccinium vitis-idaea*, *Vaccinium uliginosum*, *Rubus chamaemorus*, *Sphagnum*, *Lichenes*, *Betula nana* по краям бугра.

Методика исследований

Анализ ботанического состава и степени разложения торфа осуществлен в лаборатории болотных экосистем Института биологии Карельского НЦ РАН. Радиоуглеродное датирование торфяных слоев выполняли в ЦКП “Лаборатория радиоуглеродного датирования и электронной микроскопии” Института географии РАН. Измерение активности радиоуглерода проводили на ультра-низкофоновом жидкостинтиллиационном альфа/бета спектрометре-радиометре Quantulus 1220 (PerkinElmer, Финляндия). Калибровка выполнена согласно Radiocarbon calibration program calib rev7.1.0, погрешность метода датировки не превышает 70–80 лет для каждой даты [8, 12].

Химико-аналитические исследования почв выполняли в ЦКП “Хроматография” Института биологии Коми НЦ УрО РАН. Для полного извлечения ПАУ из почв использовали Dionex™ ASE™ 350 Accelerated Solvent Extractor (Thermo Scientific™, США). Образец торфа массой 1 г помещали в экстракционную ячейку и трижды экстрагировали смесью хлористый метилен: ацетон (1 : 1) при температуре 100°C. Затем экстракты концентрировали с применением аппарата Кудерна–Даниша при температуре в термостате 70°C и заменяли растворитель на гексан. Полученный концентрат пробы объемом 3 см³ очищали от органических примесей методом колоночной хроматографии с использованием оксида алюминия II степени активности по Брокману. В качестве элюэнта использовали 30 см³ смеси гексан : хлористый метилен (4 : 1). Элюат концентрировали с применением аппарата Кудерна–Даниша при температуре в термостате 85°C, до объема 5 см³, затем добавляли 3 см³ ацетонитрила и упаривали при температуре 90°C до полного удаления гексана. Определение содержания полициклических ароматических углеводородов в концентратах проб торфа осуществляли методом обращенно-фазовой ВЭЖХ в градиентном режиме и спектрофлуориметрическим детектированием на жидкостном хроматографе “Люмахром” по аттестованной методике количественного хи-

мического анализа [10]. Границы относительной погрешности в зависимости от диапазона измерений (при вероятности $P = 0.95, \pm \delta, \%$) составляют для нафталина – 16–50, аценафтена – 20–40, флуорена – 18–40, фенантрена – 20–50, антрацена – 18–50, флуорантена, пирена – 18–46, бенз(а)антрацена – 20–42, хризена – 22–52, бенз[б]флуорантена – 22–42, бенз[к]флуорантена – 18–48, бенз[а]пирена – 18–50, дибенз[а, h]антрацена – 20–48, бенз[ghi]перилена, индено[1,2,3-cd]пирена – 22–44.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Стратиграфия бугристых торфяников и их возраст

Ботанический состав и структура торфов исследованных разрезов, а также и реконструированные стадии их развития представлены в табл. 1 и на рис. 1. Произведен отбор образцов торфа из ряда слоев исследованных разрезов для радиоуглеродного датирования их возраста. Результаты датирования представлены в табл. 2.

Начало торфонакопления на исследованном болоте относится к концу бореального периода (ВО2) (8953 калиброванных лет назад (кал. л. н.), ИГАН-6331). Максимальное накопление торфа в исследованном разрезе приходится на атлантический период голоцена 7839–5661 кал. л. н., в течение которого отложилось 105 см. В нижней части профиля, сформировавшейся в конце бореала и начале атлантического периода (стадии I и II), в составе торфов с высокой степенью разложения (45–50%) преобладают мезозвтрофные травянистые виды *Carex caespitosa*, *C. aquatilis*, *Equisetum fluviatile* (до 60% и березы (*Betula pubescens*, вероятно вместе с *B. nana*) (25–30%), а также присутствуют кустарниковые ивы (до 10%). На следующей стадии (101–123 см) (7421 кал. л. н.) в растительном покрове возрастает доля вахты трехлистной (*Menyanthes trifoliata*), появляются осока топяная (*Carex limosa*), пушицы (*Eriophorum* sp.), которые менее требовательны к минеральному питанию, а также мезотрофные сфагновые мхи. Начавшаяся с глубины 101 см, стадия IV (до глубины 10 см) характеризуется дальнейшим обеднением минерального питания и обильным застойным увлажнением биотопа. В растительном покрове началось господство шейхцерии (*Scheuchzeria palustris*), остатки которой преобладают в торфе до самой поверхности разреза. Во время этой стадии, продолжавшейся почти 5 тыс. лет, в растительном покрове было высоко участие осоки топяной, но резко уменьшилась доля вахты, хвоща, а также появились вересковые кустарнички. Верхний 20-сантиметровый слой торфа (стадия V), датировки которого около 2600–2800 кал. л. н., представляет собой смесь вышедшего на поверхность в результате морозной и ветровой эрозии

Таблица 1. Виды торфа и стадии развития растительности в исследуемых почвах

Тип/вид торфа	Горизонт, глубина, см	Описание, степень разложения	Стадия развития
Торфяная олиготрофная мерзлотная деструктивная почва (разр. 2015-6)			
Кустарниково-шейхцериевый В	T2, 10–20	Торф буро-коричневый с красноватым оттенком, средней степени разложения $R = 30\%$, слоистый, переход резкий	V
Осоково-шейхцериевый переходный (П)	T3, 20–30	Торф буро-коричневый с красноватым оттенком, средней степени разложения $R = 30\%$, слоистый, переход резкий	
Осоково-шейхцериевый П	T4, 30–40	Торф буро-коричневый с красноватым оттенком, средней степени разложения $R = 30\%$, слоистый, переход резкий	
Осоково-шейхцериевый П	T5, 40–50	Торф темно-коричневый, низкой степени разложения $R = 25\%$, переход постепенный	
Осоково-шейхцериевый П	T6, 50–60	Торф темно-коричневый, низкой степени разложения $R = 25\%$, переход постепенный, остатки коры	
Осоково-шейхцериевый П	T7, 60–70	Торф темно-коричневый, низкой степени разложения $R = 25\%$ переход постепенный	
Осоково-шейхцериевый П	T8, 70–79	Мерзлый торф темно-коричневый, низкой степени разложения $R = 25\%$	
Осоково-шейхцериевый П	T9, 79–90	Мерзлый торф темно-коричневый, низкой степени разложения $R = 25\%$, переход постепенный	IV
Осоково-шейхцериевый П	T10, 90–101	Мерзлый торф темно-буро-коричневый, средней степени разложения $R = 25–30\%$	
Хвощово-вахтовый низинный (Н)	T11, 101–112	Мерзлый торф темно-коричнево-бурый, средней степени разложения $R = 30–35\%$, переход постепенный	
Хвощово-вахтовый Н	T12, 112–123	Мерзлый торф темно-коричнево-бурый, средней степени разложения $R = 30\%$, переход постепенный	
Хвощово-сфагновый Н	T13, 123–134	Мерзлый торф темно-коричнево-бурый, средней степени разложения $R = 25–30\%$, переход постепенный	III
Хвощово-осоковый Н	T14, 134–145	Мерзлый торф темно-коричнево-бурый, средней степени разложения $R = 30–35\%$, переход постепенный	II
Древесно-осоковый Н	T15, 145–156	Мерзлый торф коричнево-бурый, средней степени разложения $R = 35–40\%$, переход резкий, примесь супеси	
Древесно-осоковый Н	T16, 156–167	Мерзлый торф коричнево-бурый, высокой степени разложения $R = 45–50\%$, переход резкий, примесь суглинка	I
Торфяная олиготрофная мерзлотная почва (разр. 2015-7)			
Кустарничково-сфагновый верховой (В)	T1, 0–10	Торф оранжево-коричневый, слаборазложившийся $R = 20\%$, рыхлый, корни мхов, переход постепенный	IV
Сфагновый В	T2, 10–20	Торф светло-коричневый, слаборазложившийся $R = 15\%$, уплотнен, корни мхов, слоистый, переход резкий	
Сфагновый В	T3, 20–30	Торф коричневый, слаборазложившийся $R = 20–25\%$, уплотнен	
Шейхцериевый переходный (П)	T4, 30–40	Торф темно-коричневый, слаборазложившийся $R = 25\%$	
Осоково-шейхцериевый П	T5, 40–54	Мерзлый торф буро-коричневый, средней степени разложения $R = 25–30\%$, остатки древесины	
Осоково-шейхцериевый П	T6, 54–69	Мерзлый торф буро-коричневый, средней степени разложения $R = 30\%$	III

Таблица 1. Окончание

Тип/вид торфа	Горизонт, глубина, см	Описание, степень разложения	Стадия развития	
Осоково-шейхцериевый П	T7, 69–83	Мерзлый торф буро-коричневый, средней степени разложения $R = 25–30\%$	II	
Осоково-шейхцериевый П	T8, 83–97	Мерзлый торф буро-коричневый, средней степени разложения $R = 25–30\%$		
–	T9, 97–111	Мерзлый торф буро-коричневый, средней степени разложения $R = 25–30\%$		
Осоково-гипновый низинный (Н)	T10, 111–126	Мерзлый торф буро-коричневый, средней степени разложения $R = 25–30\%$		
–	T11, 126–140	Мерзлый торф буро-коричневый, средней степени разложения $R = 35\%$		
Хвощово-осоковый Н	T12, 140–154	Мерзлый торф буро-коричневый, средней степени разложения $R = 30–35\%$		
–	T13, 154–169	Мерзлый торф буро-коричневый, средней степени разложения $R = 30–35\%$		
Хвощово-осоковый ПН	T14, 169–183	Мерзлый торф коричневый, средней степени разложения $R = 30–35\%$, включения древесных остатков		
Хвощово-осоковый Н	T15, 183–197	Мерзлый торф коричневый, средней степени разложения $R = 30–35\%$, включения древесных остатков		
Хвощово-осоковый Н	T16, 197–211	Мерзлый торф коричневый, средней степени разложения $R = 30–35\%$, включения древесных остатков		I
Хвощово-осоковый Н	T17, 211–226	Мерзлый торф коричневый, средней степени разложения $R = 30–35\%$, включения древесных остатков		
–	T18G, 226–240	Мерзлый торф светло-коричневый, средней степени разложения $R = 35–40\%$, с включением глины и древесных остатков		

Таблица 2. Возраст слоев торфа исследованных разрезов

№ лабораторного образца	Глубина, см	Радиоуглеродный возраст, л. н., BP	Калиброванный возраст, cal BP – л. н. (медиана)
Торфяная олиготрофная мерзлотная деструктивная почва (разр. 2015-6)			
ИГАН-5037	0–10	2680 ± 70	2804
ИГАН-5038	10–20	2570 ± 60	2635
ИГАН-5039	30–40	4640 ± 70	5388
ИГАН-5040	60–70	4920 ± 70	5661
ИГАН-5041	79–90	5980 ± 80	6823
ИГАН-5042	101–112	6510 ± 90	7421
ИГАН-5043	134–145	7010 ± 90	7839
ИГАН-6331	150–170	8060 ± 180	8953
Торфяная олиготрофная мерзлотная почва (разр. 2015-7)			
ИГАН-5045	0–10	–	27
ИГАН-5046	20–30	2080 ± 60	2054

ранее отложившегося топяного шейхцериово-пушицевого торфа, в который внедрились более молодые корни карликовой березы и вересковых кустарничков, росших на этой поверхности в субатлантический период. Кустарничково-моховая лишайниковая растительность этого пятна

позднее была уничтожена эрозией. Близкий по составу торф представлен в разрезе бугра с растительным покровом на глубине 30–40 см и имеющий возраст 2054 калиброванных года.

В торфяном бугре с развитым растительным покровом верхние 30 см представлены преиму-

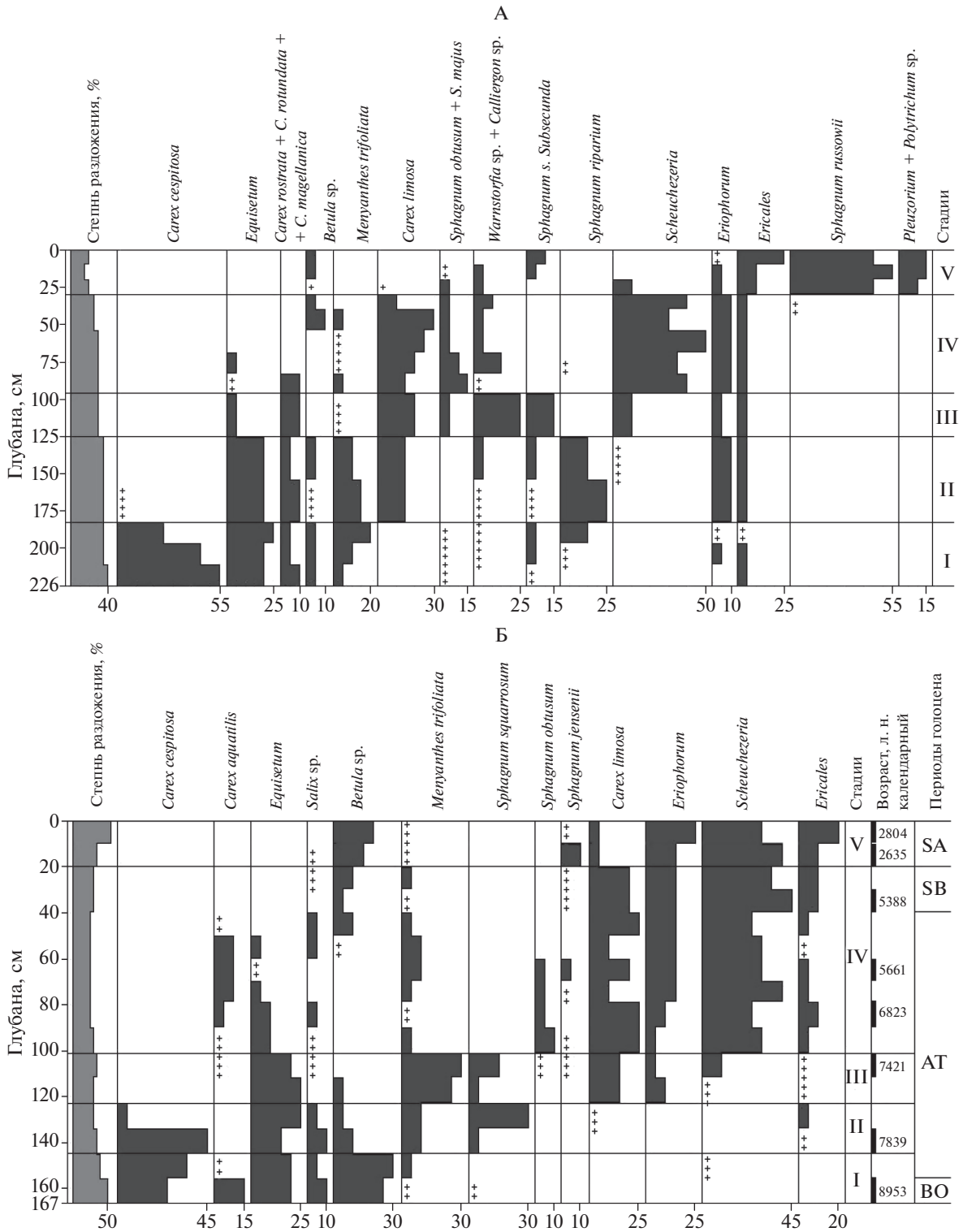


Рис. 1. Динамика растительности на бугре с растительным покровом (А) и под оголенным пятном на бугре (Б). Стадии для А: I – *Carex cespitosa* + *Equisetum* sp.; II – *Equisetum* sp. + *Menyanthes trifoliata* + *Carex limosa*–*Sphagnum riparium*; III – *Carex limosa*–*Warnstorfia* sp. + *Sphagnum* sect. *Subsecunda*; IV – *Scheuchzeria palustris* + *Carex limosa*; V – *Ericales*–*Sphagnum russowii*. Стадии (палеосообщества) для Б: I – *Betula* sp.–*Equisetum* sp. + *Carex cespitosa*; II – *Carex cespitosa* + *Equisetum* sp.–*Sphagnum squarrosum*; III – *Menyanthes trifoliata* + *Equisetum* sp. + *Carex limosa*, IV – *Scheuchzeria palustris* + *Carex limosa* + *Eriophorum* sp.; V – *Betula* sp. + *Ericales* + *Scheuchzeria palustris*. Периоды голоцена: BO – бореальный, АТ – атлантический, SB – суббореальный, SA – субатлантический.

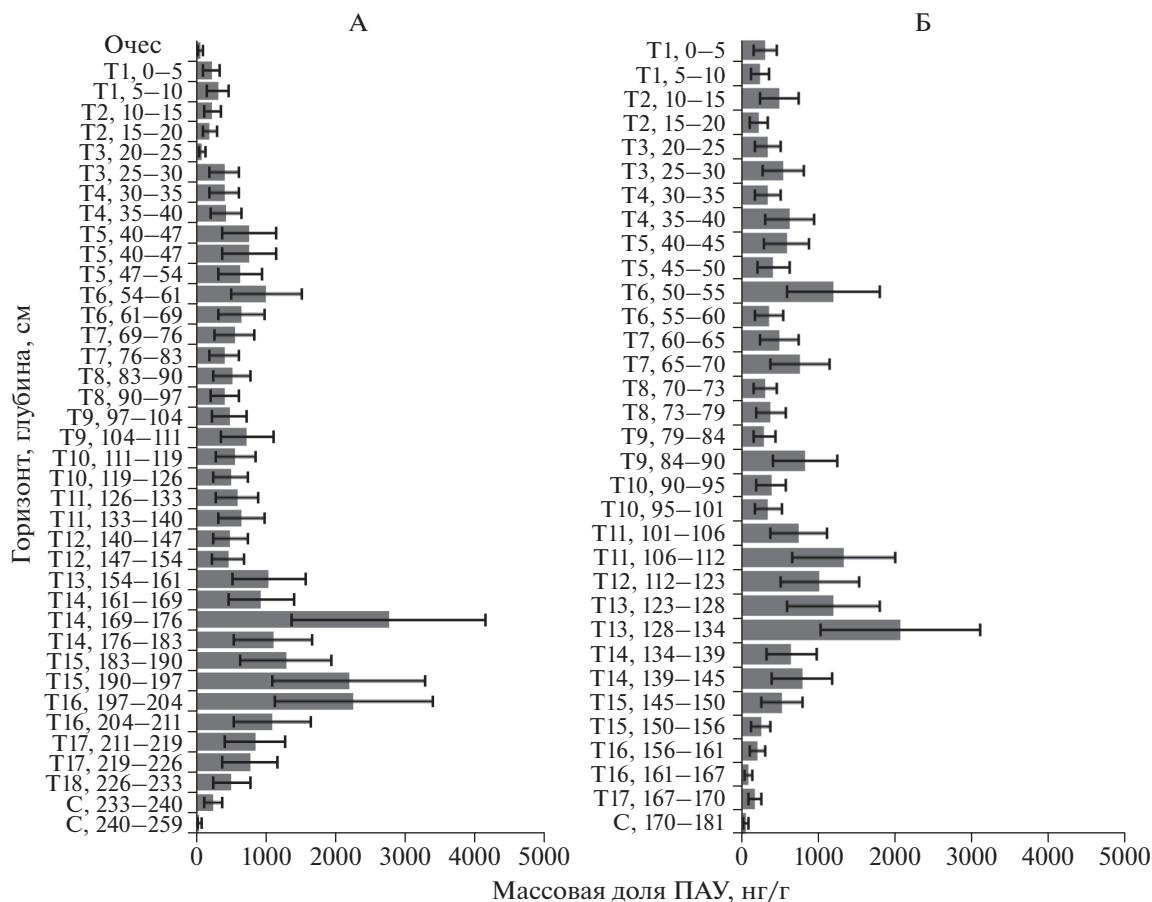


Рис. 2. Распределение суммарного содержания ПАУ (без бенз[ghi]перилена) в бугристых торфяниках крайне северной тайги: торфяная олиготрофная мерзлотная почва (А) и торфяная олиготрофная мерзлотная деструктивная почва (Б).

шественно кустарничково-сфагновым и сфагновым видами торфа (*Sphagnum russowii*, *Pleurozium*, *Polytrichum*, *Ericales*), начавшими отлагаться в начале субатлантического периода (датировка в слое 20–30 см – 2054 кал. л. н., стадия IV). Резкая смена прежде гидрофильной травянистой растительности (стадия III) вызвана замерзанием торфяной залежи, мерзлотным пучением и отрывом поверхности торфяного бугра от почвенно-грунтовых вод. Это обусловлено значительным на контакте суббореального и субатлантического периодов и массовым распространением мерзлоты в регионе. Остальные слои торфа в этом бугре близки по составу к ранее рассмотренному разрезу, вся толща сложена травяными низинными и переходными торфами, отложившимися в обводненных условиях, и торфяная залежь глубже – 2.4 м.

Дифференциация полициклических ароматических углеводородов торфяниках крайне северной тайги

Общее содержание суммы ПАУ (без бенз[ghi]перилена) широко варьирует от 58 ± 29 до 2800 ± 1400 нг/г и от 57 ± 28 до 2100 ± 1000 нг/г, в торфяной олиготрофной мерзлотной почве и

торфяной олиготрофной мерзлотной деструктивной почве соответственно (рис. 2). Наибольшим количеством представлены такие полициклические ароматические углеводороды, как бенз[ghi]перилена, дибенз[a,h]антрацен, бенз[b]флуорантен, нафталин, пирен, фенантрен, хризен. По профилю разрезов вертикальное распределение полиаренов имеет сходные закономерности – в слоях многолетней мерзлоты (~155–205 см в торфяной олиготрофной мерзлотной почве и ~105–145 см в торфяной олиготрофной мерзлотной деструктивной почве) и в меньшей степени на границе сезонно-талого слоя (~54–61 см в торфяной олиготрофной мерзлотной почве и ~50–55 см в торфяной олиготрофной мерзлотной деструктивной почве) наблюдается видимое увеличение массовой доли ПАУ, как правило, высококонденсированных 5–6-ядерных структур. В сезонно-талом слое суммарное содержание полиаренов меняется незначительно, однако для торфяной олиготрофной мерзлотной почвы бугров под кустарничково-моховой растительностью слаборазложенные слои торфа на глубине 0–30 см характеризуются низким содержанием ПАУ (80–320 нг/г). На глуби-

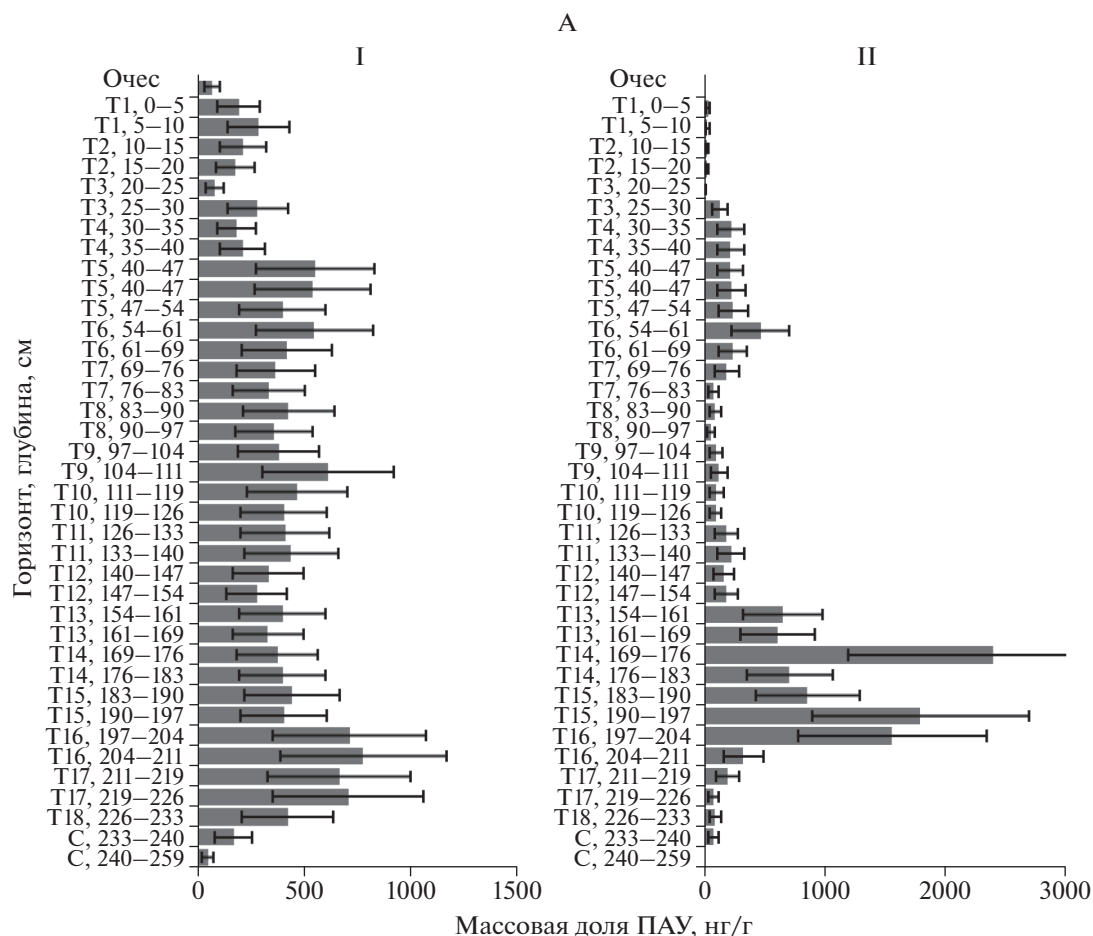


Рис. 3. Распределение 2–4-ядерных (I) и 5–6-ядерных ПАУ (без бенз[ghi]перилена) (II) в торфяной олиготрофной мерзлотной (А) и торфяной олиготрофной мерзлотной деструктивной (Б) почвах крайне северной тайги.

нах 0–30 см в торфяной олиготрофной мерзлотной деструктивной почве массовая доля ПАУ несколько больше как вследствие разрушения растительного покрова и обнажения черных среднеразложившихся торфяных слоев под влиянием ветровой эрозии и морозной корразии, так и в результате более сильного прогревания в летний период поверхности и прилегающих к ней горизонтов, продуцирующих ПАУ при более интенсивном разложении растительных остатков, что согласуется с литературными данными [2, 9, 18, 23, 36]. В образцах торфяной олиготрофной мерзлотной почвы массовая доля “легких” 2–4-ядерных полиаренов составляет в среднем 300–500 нг/г, как в сезонно-талых, так и мерзлотных горизонтах. В образцах торфяной олиготрофной мерзлотной деструктивной почвы массовая доля “легких” 2–4-ядерных полиаренов – 200–400 нг/г. Массовая доля “тяжелых” 5–6-ядерных ПАУ – 7–2400 нг/г в торфяной олиготрофной мерзлотной почве и 100–1800 нг/г в торфяной олиготрофной мерзлотной деструктивной почве.

В торфяной олиготрофной мерзлотной почве под кустарничково-моховой растительностью слой торфа на глубине 0–30 см характеризуется низким содержанием низкомолекулярных ПАУ (70–290 нг/г) и крайне низким – высокомолекулярных ПАУ (7–30 нг/г) (рис. 3, А), что объясняется как пониженной степенью разложения растительных остатков, так и видовым составом растительности (~70% мхов). Ранее [13–15, 27] показано, что аккумуляция различных ПАУ в торфяниках может быть связана с процессами их синтеза в различных организмах и биокосных системах. Ниже на глубине 40–80 см значительную часть растительных остатков составляют травянистые растения (60–85%), степень разложения торфа возрастает – вследствие этого увеличивается как массовая доля 2–4-ядерных ПАУ до 400–500 нг/г, так и 5–6-ядерных ПАУ (200–500 нг/г).

Торфяная олиготрофная мерзлотная деструктивная почва (рис. 3, Б) отличается повышенным содержанием низкомолекулярных (100–300 нг/г) и высокомолекулярных (100–400 нг/г) ПАУ в сезонно-оттаивающих горизонтах уже с поверхно-

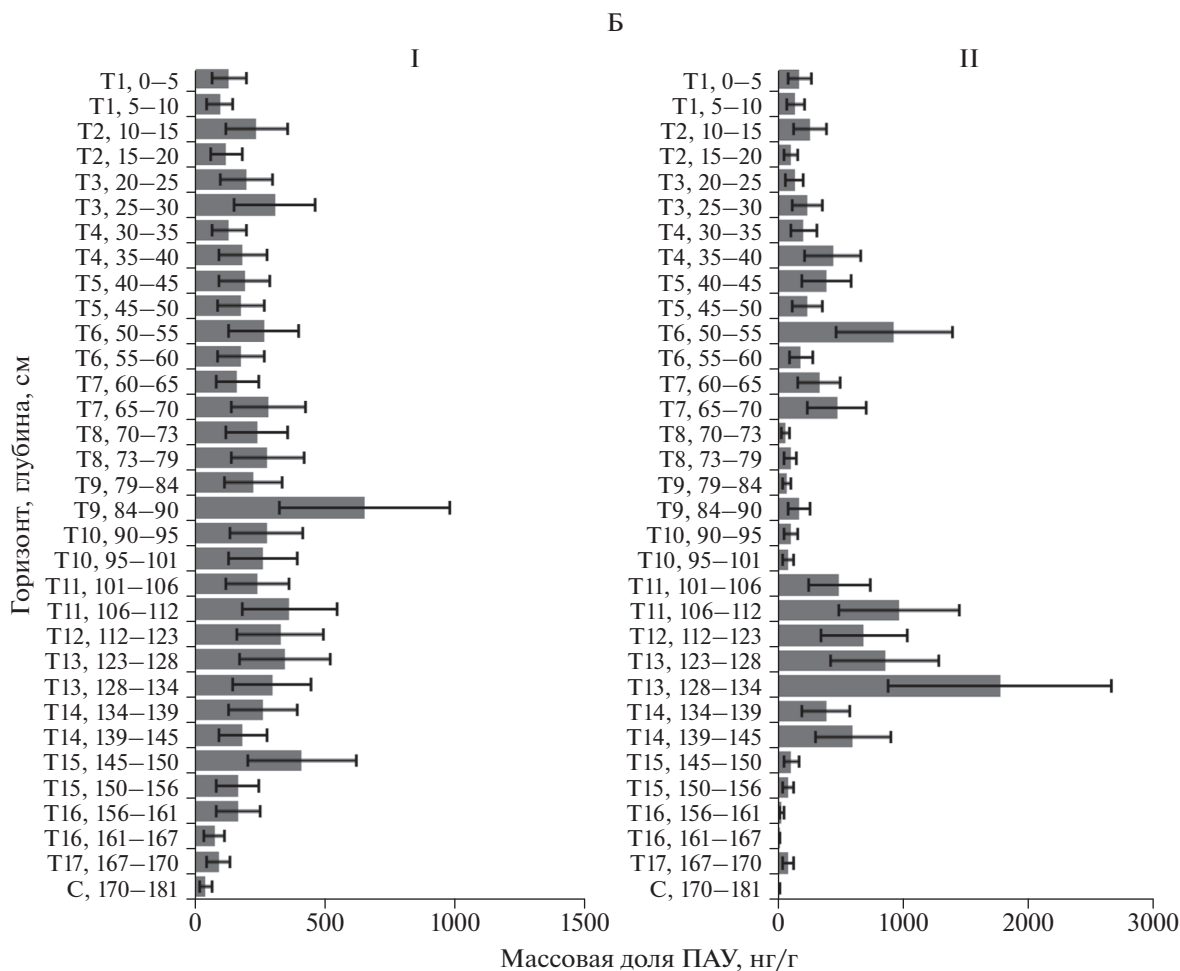


Рис. 3. (Окончание.)

сти, по сравнению с торфяной олиготрофной мерзлотной почвой, вследствие отсутствия мохового покрова и обнажения торфяных горизонтов под влиянием ветровой эрозии и морозной корразии, более интенсивного продуцирования ПАУ в более теплых поверхностных торфяных горизонтах при интенсивном разложении травяных остатков (60–85% на глубинах 0–90 см). В обоих исследованных разрезах происходит заметный прирост ПАУ в торфяных горизонтах на глубинах 50–60 см, в основном за счет высококонденсированных 5–6-ядерных полиаренов, таких как дибенз[а, h]антрацен и бенз[б]флуорантен, а также “легких” нафталина, пирена и фенантрена. Трансформация травянистых растений (в основном родов *Scheuchzeria*, *Eriophorum*, *Carex*), преобладавших в растительных сообществах исследованных болот во время температурного максимума в конце атлантического периода (второй климатический оптимум голоцена) привела к увеличению содержания полиаренов в соответствующих слоях торфа и их консервации во вре-

мена суббореала (слой 30–40 см). В современный период на границе многолетней мерзлоты происходят динамические процессы оттаивания и промерзания, которые приводят к дальнейшей взаимной трансформации высокомолекулярных гумусовых веществ и ПАУ [2] в законсервированных в суббореальный период остатках травянистой растительности. Таким образом, элементарные почвенные процессы и взаимодействие специфических и неспецифических органических соединений влияют на профильное распределение полиаренов в торфяных залежах, что соотносится с данными работ других авторов [4, 42].

Еще более высокой массовой долей ПАУ характеризуются мерзлотные торфяные горизонты на глубинах 155–205 см в торфяной олиготрофной мерзлотной почве и 100–145 см в торфяной олиготрофной мерзлотной деструктивной почве (7839–7421 кал. л. н.). Большая часть растительных остатков в этих слоях торфа представлена осоками, в частности осокой дернистой (*Carex cespitosa*), а также хвощем полевым (*Equisetum*).

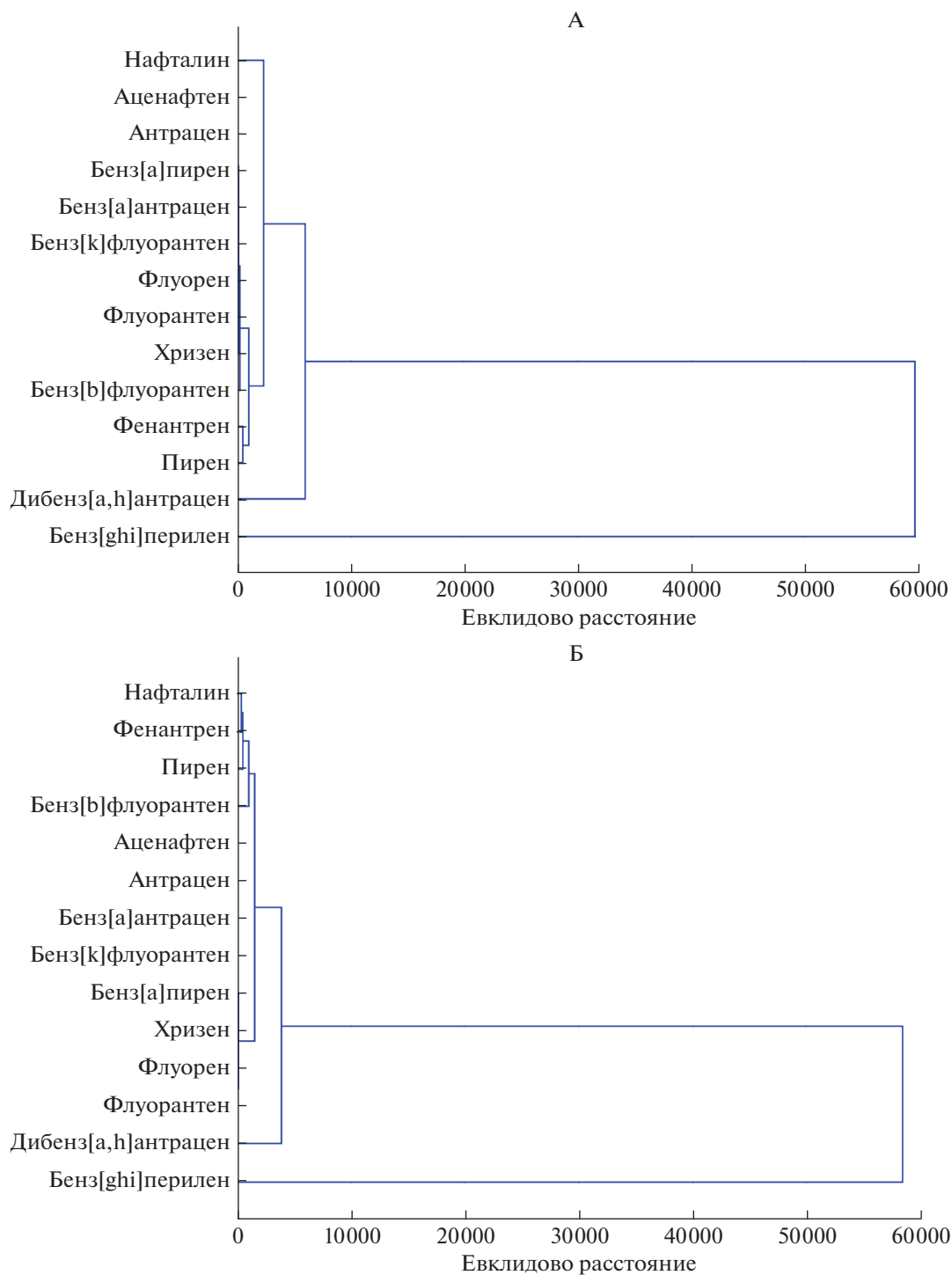


Рис. 4. Дендрограммы сходства полициклических ароматических углеводородов (метод Варда) в бугристых торфяниках крайне северной тайги: торфяная олиготрофная мерзлотная почва (А) и торфяная олиготрофная мерзлотная деструктивная почва (Б).

Предполагаем, что разложение этих растительных остатков, проходящее параллельно с трансформацией гумусовых веществ и неспецифических органических соединений во время теплого и влажного периода атлантического климатическо-

го оптимума (первый климатический оптимум голоцена), способствовало накоплению, главным образом, тяжелых полиаренов впоследствии законсервированных в слое многолетней мерзлоты в суббореальный период (рис. 3). В составе ПАУ

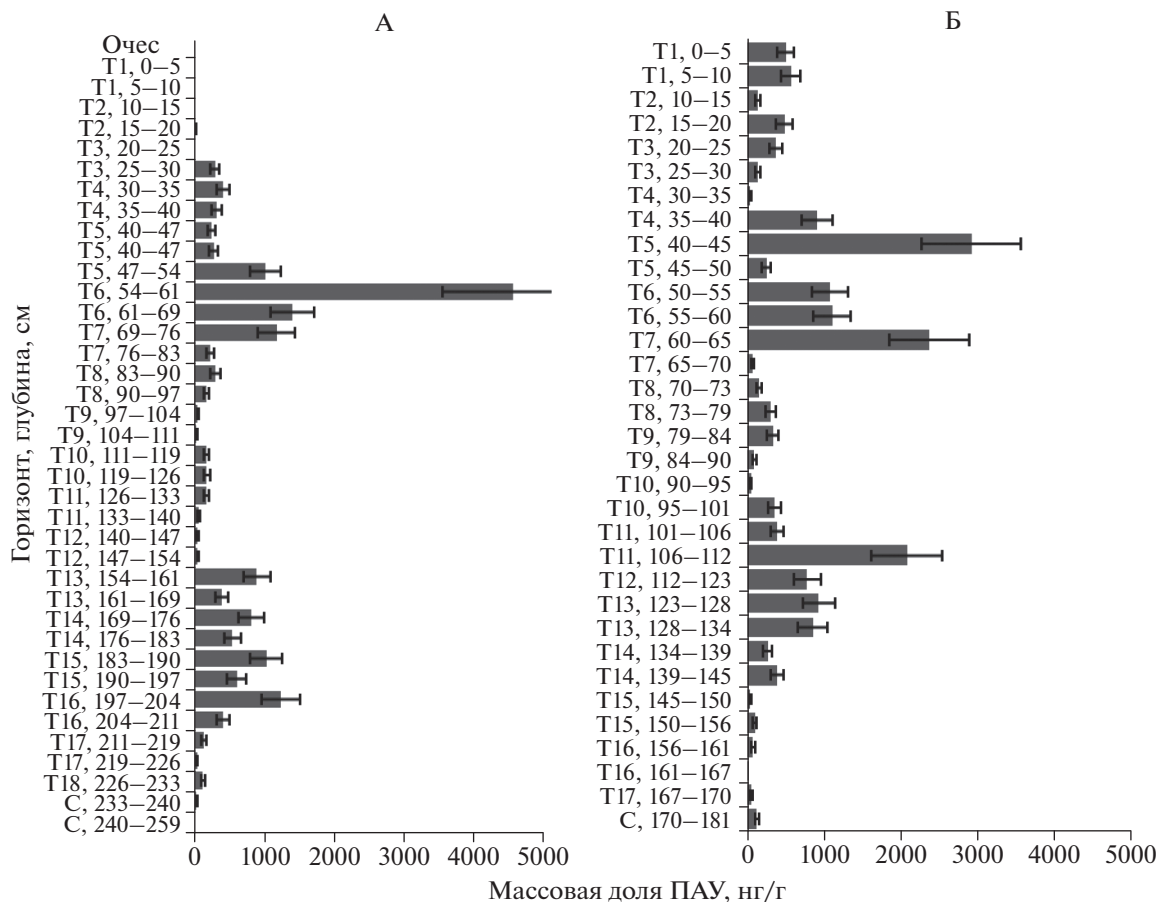


Рис. 5. Распределение 6-ядерного бенз[ghi]перилена в бугристых торфяниках крайне северной тайги: торфяная олиготрофная мерзлотная почва (А) и торфяная олиготрофная мерзлотная деструктивная почва (Б).

преобладают “тяжелые” – дибенз[а,h]антрацен и бенз[b]флуорантен и “легкие” – пирен и нафталин.

Для изучения взаимосвязи между ПАУ и их массовой долей в горизонтах торфяников был проведен кластерный анализ. Дендрограмма сходства между 14 ПАУ методом Варда выделяет 3 основные группы (рис. 4).

Первая группа охватывает взаимосвязанные между собой 2–5-ядерные ПАУ: нафталин, аценафтен, флуорен, фенантрен, антрацен, флуорантен, бенз[а]антрацен, хризен, бенз[b]флуорантен, бенз[k]флуорантен и бенз[а]пирен. Вторая группа содержит 5-ядерный дибенз[а,h]антрацен, уже значительно отличающийся от первой группы. Третья группа состоит также из одного 6-ядерного бенз[ghi]перилена, причем это соединение практически никак не связано с остальными группами и не зависит от их концентраций. Бенз[ghi]перилен присутствует во всех пробах обоих торфяников в аномально больших концентрациях (на 1–3 порядка выше остальных анализируемых ПАУ), и его можно количественно определять при низкой чувствительности аналитической техники.

Массовая доля бенз[ghi]перилена варьирует от 10 до 27000 нг/г в торфяной олиготрофной мерзлотной почве и от 60 до 18000 нг/г в торфяной олиготрофной мерзлотной деструктивной почве (рис. 5). При этом максимумы его содержания в торфяниках локализуются на границе сезонно-оттаивающих и мерзлотных горизонтов на глубинах 47–76 и 35–65 см, а также в мерзлых слоях торфа на глубинах 154–204 и 95–145 см в торфяной олиготрофной мерзлотной почве и в торфяной олиготрофной мерзлотной деструктивной почве соответственно, и связаны с атлантическим периодом голоцена. Таким образом, бенз[ghi]перилен может являться достаточно надежным маркером сохранения органического вещества на протяжении голоцена даже при условии оттаивания многолетней мерзлоты.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

С использованием современных физико-химических методов анализа идентифицирован спектр полициклических ароматических углеводородов и выявлены особенности их вертикального распределения в мерзлых (бугристых) торфяниках крайне

северной тайги Республики Коми. В наибольшем количестве в торфах представлены бенз[ghi]периллен, нафталин, пирен, фенантрен, хризен, бензфлуорантены и дибенз[a,h]антрацен. В сезонных слоях суммарное содержание ПАУ характеризуется низкими концентрациями для торфяной олиготрофной мерзлотной почвы под мохово-кустарничковой растительностью, обладающей термоизолирующими свойствами. Более высокие концентрации характерны для торфяной олиготрофной мерзлотной деструктивной почвы, которая сильнее прогревается в летний период. При большем прогревании могли интенсифицироваться микробиологические процессы разложения сложных органических веществ (гуминовых веществ, лигнина, пентациклических терпенов) и растительных остатков торфа, что вело к образованию дополнительного количества полиаренов в единой системе почвообразовательных процессов. Кроме того, под влиянием ветровой эрозии и морозной корразии на поверхность вышли более старые среднеразложившиеся горизонты травяных торфов.

На границе мерзлоты в сезонно-оттаивающих и мерзлотных горизонтах (35–76 см) наблюдается повышенная массовая доля ПАУ, как правило, высококонденсированных 5–6-ядерных полиаренов, в том числе аномальное возрастание массовой доли 6-ядерного бенз[ghi]перилена. В меньшей степени увеличением содержания ПАУ характеризуются торфяные мерзлотные горизонты на глубинах 95–145 см торфяной олиготрофной мерзлотной деструктивной почвы и 154–204 см торфяной олиготрофной мерзлотной почвы. При этом более подробный пробоотбор (через 5–10 см) позволяет более точно определять горизонты торфяников, характеризующихся экстремальными содержаниями полиаренов. Прослеживаются зависимости между отдельными ПАУ и ботаническим составом торфа. Накопление полиаренов произошло во время атлантического климатического оптимума 7839–5388 кал. л. н. при трансформации остатков травянистой растительности, а в суббореальный период – их мерзлотная консервация в соответствующих горизонтах. Оттаивание мерзлотных горизонтов торфяников в современный период сопровождается взаимной трансформацией консервированных растительных остатков, гумусовых веществ, неспецифических органических соединений и накоплением “тяжелых” структур ПАУ. Открывается возможность применять контроль состава ПАУ в пределах границы сезонно-оттаивающих слоев и многолетней мерзлоты торфяников как индикатор отклика многолетней мерзлоты на климатические изменения в высоких широтах.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 18-05-60195 (№ ЦИТиС АААА-А18-118062090029-0) и государственной темы № АААА-А17-117122290011-5.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Атлас Республики Коми по климату и гидрологии. М.: Дрофа, 1997. 116 с.
2. Василевич Р.С., Габов Д.Н., Безносиков В.А., Груздев И.В., Лодыгин Е.Д. Высоко- и низкомолекулярные органические соединения в тундровых торфяниках // Теоретическая и прикладная экология. 2015. № 1. С. 53–61.
3. Габов Д.Н., Безносиков В.А., Яковлева Е.В. Накопление полициклических ароматических углеводородов в тундровых бугристых торфяниках в условиях изменения климата в высоких широтах // Геохимия. 2017. № 8. С. 741–756. <https://doi.org/10.7868/S0016752517060036>
4. Геннадиев А.Н., Пиковский Ю.И., Ковач Р.Г., Кошовский Т.С., Хлынина Н.И. Угледородное состояние почв при разновозрастном нефтяном загрязнении // Почвоведение. 2016. № 5. С. 574–583. <https://doi.org/10.7868/S0032180X16050051>
5. Геннадиев А.Н., Пиковский Ю.И., Цибарт А.С., Смирнова М.А. Угледороды в почвах: происхождение, состав, поведение (обзор) // Почвоведение. 2015. № 10. С. 1195–1209. <https://doi.org/10.7868/S0032180X15100020>
6. Карта четвертичных отложений. Сер. Северо-Уральская. Q-41-V. Масштаб 1 : 200000. Министерство геологии и охраны недр СССР. 1959. Автор: В.С. Енокян.
7. Мажитова Г.Г. Температурные режимы почв в зоне не сплошной мерзлоты европейского северо-востока России // Почвоведение. 2008. № 1. С. 54–67.
8. Память почв: почва как память биосферно-геосферно-антропоферных взаимодействий / Отв. ред. Таргульян В.О., Горячкин С.В. М.: Изд-во ЛКИ, 2008. 692 с.
9. Пастухов А.В., Каверин Д.А., Габов Д.Н. Полициклические ароматические углеводороды в мерзлотных бугристых торфяниках на европейском Северо-Востоке // Почвоведение. 2017. № 7. С. 814–823. <https://doi.org/10.7868/S0032180X17070097>
10. ПНД Ф 16.1:2.2:2.3:3.62-09. Количественный химический анализ почв. Методика выполнения измерений массовых долей полициклических ароматических углеводородов в почвах, донных отложениях, осадках сточных вод и отходах производства и потребления методом высокоэффективной жидкостной хроматографии. М.: Федеральная служба по экологическому и атомному надзору, 2009. 23 с.
11. Цибарт А.С., Геннадиев А.Н., Кошовский Т.С., Гамова Н.С. Полициклические ароматические углеводороды в пирогенных почвах заболоченных ландшафтов Мещеры // Почвоведение. 2016. № 3. С. 312–320. <https://doi.org/10.7868/S0032180X16030114>

12. Чичагова О.А. Радиоуглеродное датирование гумуса почв. Метод и его применение в почвоведении и палеогеографии. М.: Наука, 1985. 158 с.
13. Яковлева Е.В., Безносиков В.А., Кондратенко Б.М., Габов Д.Н. Закономерности биоаккумуляции полициклических ароматических углеводородов в системе почва–растения биоценозов северной тайги // Почвоведение. 2012. № 3. С. 356–367.
14. Яковлева Е.В., Габов Д.Н., Безносиков В.А., Кондратенко Б.М. Полициклические ароматические углеводороды в почвах и растениях нижнего яруса южной кустарниковой тундры в условиях техногенеза // Почвоведение. 2014. № 6. С. 685–696. <https://doi.org/10.7868/S0032180X14060124>
15. Яковлева Е.В., Габов Д.Н., Безносиков В.А. Накопление полициклических ароматических углеводородов растениями южной тундры при добыче угля открытым способом // Вестник Института биологии Коми НЦ УрО РАН. 2016. № 4. С. 24–33. [https://doi.org/10.31140/j.vestnikib.2016.4\(198\).4](https://doi.org/10.31140/j.vestnikib.2016.4(198).4)
16. Belyea L.R., Malmer N. Carbon sequestration in peatland: Patterns and mechanisms of response to climate change // Global Change Biol. 2004. V. 10. № 7. P. 1043–1052. <https://doi.org/10.1111/j.1529-8817.2003.00783.x>
17. Berset J.D., Kuehne P., Shotyk W. Concentrations and distribution of some polychlorinated biphenyls (PCBs) and polycyclic aromatic hydrocarbons (PAHs) in an ombrotrophic peat bog profile of Switzerland // Sci. Total Environ. 2001. V. 267. № 1–3. P. 67–85. [https://doi.org/10.1016/S0048-9697\(00\)00763-4](https://doi.org/10.1016/S0048-9697(00)00763-4)
18. Christensen T.R., Johansson T., Åkerman H.J., Mastepanov M., Malmer N., Friberg T., Crill P., Svensson B.H. Thawing sub-arctic permafrost: Effects on vegetation and methane emissions // Geophys. Res. Lett. 2004. V. 31. № 4. P. 1–4. <https://doi.org/10.1029/2003GL018680>
19. Conant R.T., Ryan M.G., Ågren G.I., Birge H.E., Davidson E.A., Eliasson P.E., Evans S.E., Frey S.D., Giardina C.P., Hopkins F.M., Hyvönen R., Kirschbaum M.U.F., Lavalley J.M., Leifeld J., Parton W.J. et al. Temperature and soil organic matter decomposition rates - synthesis of current knowledge and a way forward // Global Change Biol. 2011. V. 17. P. 3392–3404. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2011.02496.x>
20. Gao C., Knorr K.-H., Yu Z., He J., Zhang S., Lu X., Wang G. Black carbon deposition and storage in peat soils of the Changbai Mountain, China // Geoderma. 2016. V. 273. P. 98–105. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2016.03.021>
21. Grice K., Nabbefeld B., Maslen E. Source and significance of selected polycyclic aromatic hydrocarbons in sediments (Hovea-3 well, Perth Basin, Western Australia) spanning the Permian-Triassic boundary // Org. Geochem. 2007. V. 38. № 11. P. 1795–1803. <https://doi.org/10.1016/j.orggeochem.2007.07.001>
22. Groisman P.Ya., Knight R.W., Easterling D.R., Karl T.R., Hegerl G.C., Razuvaev V.N. Trends in intense precipitation in the climate record // J. Climate. 2005. V. 18. № 9. P. 1326–1350. <https://doi.org/10.1175/JCLI3339.1>
23. Grosse G., Harden J., Turetsky M., McGuire A.D., Camill P., Tarnocai C., Frohling S., Schuur E.A.G., Jorgenson T., Marchenko S., Romanovsky V., Wickland K.P., French N., Waldrop M., Bourgeau-Chavez L., Striegl R.G. Vulnerability of high-latitude soil organic carbon in North America to disturbance // J. Geophys. Res.: Biogeosciences. 2011. V. 116. G00K06. P. 1–23. <https://doi.org/10.1029/2010JG001507>
24. Hinzman L.D., Bettez N.D., Bolton W.R., Chapin F.S., Dyurgerov M.B., Fastie C.L., Griffith B., Hollister R.D., Hope A.F., Huntington H.P., Jensen A.M., Jia G.J., Jorgenson T., Kane D.L., Klein D.R. et al. Evidence and implications of recent climate change in Northern Alaska and other Arctic regions // Climatic Change. 2005. V. 72. P. 251–298. <https://doi.org/10.1007/s10584-005-5352-2>
25. Holland M.M., Bitz C.M. Polar amplification of climate change in coupled models // Climate Dynamics. 2003. V. 21. P. 221–232. <https://doi.org/10.1007/s00382-003-0332-6>
26. Jobbagy E.G., Jackson R.B. The vertical distribution of soil organic carbon and its relation to climate and vegetation // Ecological Applications. 2000. V. 10. № 2. P. 423–436. [https://doi.org/10.1890/1051-0761\(2000\)010\[0423:TVDOS0\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1890/1051-0761(2000)010[0423:TVDOS0]2.0.CO;2)
27. Johnson D.L., Maguire K.L., Anderson D.R., McGrath S.P. Enhanced dissipation of chrysene in planted soil: The impact of a rhizobial inoculum // Soil Biol. Biochem. 2004. V. 36. P. 33–38. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2003.07.004>
28. Jones K.C., Stratford J.A., Waterhouse K.S., Vogt N.B. Organic Contaminants in Welsh Soils: Polynuclear Aromatic Hydrocarbons // Environ. Sci. Technol. 1989. V. 23. P. 540–550. <https://doi.org/10.1021/es00063a005>
29. Jorgenson M.T., Racine C.H., Walters J.C., Osterkamp T.E. Permafrost degradation and ecological changes associated with a warming climate in central Alaska // Climatic Change. 2001. V. 48. P. 551–579. <https://doi.org/10.1023/A:1005667424292>
30. Leorri E., Mitra S., Irabien M.J., Zimmerman A.R., Blake W.H., Cearreta A. A 700 year record of combustion-derived pollution in northern Spain: Tools to identify the Holocene/Anthropocene transition in coastal environments // Sci. Total Environ. 2014. V. 470–471. P. 240–247. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2013.09.064>
31. Malawska M., Ekonomiuk A. The use of wetlands for the monitoring of non-point source air pollution // Polish J. Environ. Studies. 2008. V. 17. № 1. P. 57–70.
32. Middelkoop H., Daamen K., Gellens D., Grabs W., Kwadijk J.C.J., Lang H., Parmet B.W.A.H., Schädler B., Schulla J., Wilke K. Impact of climate change on hydrological regimes and water resources management in the Rhine basin // Climatic Change. 2001. V. 49. № 1–2. P. 105–128. <https://doi.org/10.1023/A:1010784727448>
33. Myers-Smith I.H., Forbes B.C., Wilkening M., Hallinger M., Lantz T., Blok D., Tape K.D., MacIas-Fauria M., Sass-Klaassen U., Lévesque E., Boudreau S., Ropars P., Hermanutz L., Trant A., Collier L.S. et al. Shrub expansion in tundra ecosystems: Dynamics, im-

- pacts and research priorities // *Environ. Res. Lett.* 2011. V. 6. № 4. 045509.
<https://doi.org/10.1088/1748-9326/6/4/045509>
34. *Ortiz J.E., Torres T., Delgado A., Julià R., Lucini M., Llamas F.J., Reyes E., Soler V., Valle M.* The palaeoenvironmental and palaeohydrological evolution of Padul Peat Bog (Granada, Spain) over one million years, from elemental, isotopic and molecular organic geochemical proxies // *Org. Geochem.* 2004. V. 35. P. 1243–1260.
<https://doi.org/10.1016/j.orggeochem.2004.05.013>
 35. *Pancost R.D., Baas M., van Geel B., Sinninghe Damsté J.S.* Biomarkers as proxies for plant inputs to peats: an example from a sub-boreal ombrotrophic bog // *Org. Geochem.* 2002. V. 33. № 7. P. 675–690.
[https://doi.org/10.1016/S0146-6380\(02\)00048-7](https://doi.org/10.1016/S0146-6380(02)00048-7)
 36. *Pelletier N., Talbot J., Olefeldt D., Turetsky M., Blodau C., Sonnentag O., Quinton W.L.* Influence of Holocene permafrost aggradation and thaw on the paleoecology and carbon storage of a peatland complex in northwestern Canada // *Holocene.* 2017. V. 27. № 9. P. 1391–1405. <https://doi.org/10.1177%2F0959683617693899>
 37. *Pontevedra-Pombal X., Rey-Salgueiro L., García-Falcón M.S., Martínez-Carballo E., Simal-Gándara J., Martínez-Cortizas A.* Pre-industrial accumulation of anthropogenic polycyclic aromatic hydrocarbons found in a blanket bog of the Iberian Peninsula // *Environ. Res.* 2012. V. 116. P. 36–43.
<https://doi.org/10.1016/j.envres.2012.04.015>
 38. *Sanders G., Jones K.C., Hamilton-Taylor J., Dorr H.* PCB and PAH fluxes to a dated UK peat core // *Environ. Poll.* 1995. V. 89. № 1. P. 17–25.
 39. *Schuur E.A.G., Bockheim J., Canadell J.G., Euskirchen E., Field C.B., Goryachkin S.V., Hagemann S., Kuhry P., Lafleur P.M., Lee H., Mazhitova G., Nelson F.E., Rinke A., Romanovsky V.E., Shiklomanov N. et al.* Vulnerability of permafrost carbon to climate change: Implications for the global carbon cycle // *BioScience.* 2008. V. 58. № 8. P. 701–714.
<https://doi.org/10.1641/B580807>
 40. *Serreze M.C., Barrett A.P., Stroeve J.C., Kindig D.N., Holland M.M.* The emergence of surface-based Arctic amplification // *Cryosphere.* 2009. V. 3. № 1. P. 11–19.
<https://doi.org/10.5194/tc-3-11-2009>
 41. *Tarnocai C., Canadell J., Schuur E., Kuhry P., Mazhitova G., Zimov S.* Soil organic carbon pools in the northern circumpolar permafrost region // *Global Biogeochemical Cycles.* 2009. V. 23. № 2. P. 1–11.
<https://doi.org/10.1029/2008GB003327>
 42. *Turetsky M.R., Manning S.W., Wieder R.K.* Dating recent peat deposits // *Wetlands.* 2004. V. 24. № 2. P. 324–356.
[https://doi.org/10.1672/0277-5212\(2004\)024\[0324:DRPD\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1672/0277-5212(2004)024[0324:DRPD]2.0.CO;2)
 43. *Vaughan D.G., Marshall G.J., Connolley W.M., Parkinson C., Mulvaney R., Hodgson D.A., King J.C., Pudsey C.J., Turner J.* Recent rapid regional climate warming on the Antarctic Peninsula // *Climatic Change.* 2003. V. 60. № 3. P. 243–274.
<https://doi.org/10.1023/A:1026021217991>
 44. *Yamamoto S., Kawamura K., Seki O., Meyers P.A., Zheng Y., Zhou W.* Environmental influences over the last 16 ka on compound-specific $\delta^{13}C$ variations of leaf wax n-alkanes in the Hani peat deposit from northeast China // *Chemical Geology.* 2010. V. 277. P. 261–268.
<https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2010.08.009>
 45. *Yunker M.B., Macdonald R.W., Snowdon L.R., Fowler B.R.* Alkane and PAH biomarkers as tracers of terrigenous organic carbon in Arctic Ocean sediments // *Org. Geochem.* 2011. V. 42. № 9. P. 1109–1146.
<https://doi.org/10.1016/j.orggeochem.2011.06.007>
 46. *Zech M., Andreev A., Zech R., Müller S., Hambach U., Frechen M., Zech W.* Quaternary vegetation changes derived from a loess-like permafrost palaeosol sequence in northeast Siberia using alkane biomarker and pollen analyses // *Boreas.* 2010. V. 39. № 3. P. 540–550.
<https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2009.00132.x>

Polycyclic Aromatic Hydrocarbons in Peat Mounds of the Permafrost Zone

D. N. Gabov^{a,*}, E. V. Yakovleva^a, R. S. Vasilevich^a, O. L. Kuznetsov^b, and V. A. Beznosikov^a

^a*Institute of Biology, Komi Science Center of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, Syktyvkar, 167982 Russia*

^b*Institute of Biology, Karelian Research Centre, Russian Academy of Sciences, Petrozavodsk, 185910 Russia*

*e-mail: gabov@ib.komisc.ru

The accumulation of polycyclic aromatic hydrocarbons (PAHs) in the profiles of permafrost-affected peat mounds is related to certain groups of plant remains produced in the Atlantic climatic optimum of the Holocene. Both heavy (benzo[ghi]perylene, dibenzo[a,h]anthracene, and benzo[b]fluoranthene) and light (pyrene and naphthalene) PAHs predominate in them. The polyarenes preserved in the permafrost horizons are not subjected to transformation in contrast to the polyarenes in the active layer. Dynamic freeze–thaw processes at the boundary between seasonally thawed and permanently frozen layers result in considerable transformation of plant remains, humic substances, and nonspecific organic compounds with the accumulation of 5,6-nuclear PAH structures. The composition of PAHs in peatlands and a significant increase in the weight fraction of PAHs at the boundary between seasonally thawed and permafrost layers may serve as indicators of permafrost response to climate changes in high latitudes.

Keywords: PAHs, vegetation, peatlands, climatic indicators, Cryic Histosols