

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ И КОНЦЕНТРИРОВАНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ В ПРОФИЛЕ ТОРФЯНИКА ВЫДРИНСКИЙ (Южное Прибайкалье)

А.А. Богуш¹, В.А. Бобров¹, М.А. Климин², В.А. Бычинский³, Г.А. Леонова¹,
С.К. Кривоногов^{1,4}, Л.М. Кондратьева², Ю.И. Прейс⁵

¹ Институт геологии и минералогии В.С. Соболева СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

² Институт водных и экологических проблем ДВО РАН, 680000, Хабаровск, ул. Дикопольцева, 56, Россия

³ Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Фаворского, 1а, Россия

⁴ Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия

⁵ Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН,
634055, Томск, Академический просп., 10, Россия

Обсуждается история развития и особенности концентрирования элементов в профиле торфяных отложений на примере болота Выдринское (Южное Прибайкалье). Болотный массив с торфяными отложениями мощностью более 4 м сформировался преимущественно в течение голоцена. Начало торфообразования относится к концу аллереда (13.1 кал. тыс. л. н.). Современное болото Выдринское является биогеоценозом верхового типа с торфяной залежью переходного типа. Установлено, что в течение своего формирования болото неравномерно накапливало химические элементы. Концентрирование Pb, Sn, Cd, Zn и Sb в современной растительности и в верхнем слое торфяника связано в основном с лесными пожарами и антропогенным загрязнением воздуха. Аномальное обогащение торфа Zn и Cu в горизонтах древнего и раннего голоцена, сформировавшихся в период 12.1—8.8 кал. тыс. л. н., происходило посредством периодического поступления грунтовых термальных вод в нижнюю часть профиля торфяных отложений в течение длительного времени. Аутигенные сульфиды Zn и Cu образуются на внутренней мембране клеточной стенки сфагновых мхов. Геохимическое моделирование показало, что сульфиды Zn и Cu могут формироваться абиотически.

Торфяник, концентрирование элементов, генезис, скорость торфонакопления, пигментный профиль, геохимическое моделирование, голоцен, Восточная Сибирь.

SEDIMENTATION AND ACCUMULATION OF ELEMENTS IN THE VYDRINO PEAT BOG (southern Baikal region)

A.A. Bogush, V.A. Bobrov, M.A. Klimin, V.A. Bychinskii, G.A. Leonova,
S.K. Krivonogov, L.M. Kondrat'eva, and Yu.I. Preis

The evolution of peat deposits of the Vydrino bog (southern Baikal region) and concentration of elements in them are discussed. The bog peat massif more than 4 m in thickness formed mostly during the Holocene. The beginning of peat formation dates back to the late Alleröd (13.1 ka). At present, the Vydrino bog is a biogeoecoenosis of the high-moor type with a transitional peat deposit. We have established that the bog nonuniformly accumulated chemical elements during its formation. Concentration of Pb, Sn, Cd, Zn, and Sb in recent vegetation and in the upper layer of the peat bog is mainly due to forest fires and anthropogenic air pollution. The anomalous enrichment of peat with Zn and Cu in the Early Holocene (12.1–8.8 ka) horizons proceeded through the periodic inflow of thermal groundwater into the bottom part of the peat deposit. Authigenic Zn and Cu sulfides formed on the inner membrane of the cell wall of sphagnum moss. Geochemical modeling has shown that Zn and Cu sulfides can form abiotically.

Peat bog, concentration of elements, genesis, rate of peat accumulation, pigment profile, geochemical modeling, Holocene, East Siberia

ВВЕДЕНИЕ

Широко известно, что торф может аккумулировать многие химические элементы [Shotyk et al., 2001; Бернатонис и др., 2002; Езупенок, 2003; Арбузов и др., 2004; Межибор, 2009; и др.]. Постоянное поступление атмосферной пыли и антропогенных аэрозольных выпадений приводит к обогащению ими верхних горизонтов торфяников, что позволяет оценить современное и прошлое присутствие многих элементов в атмосфере [Shotyk et al., 1998]. Химический состав пыли в основном обусловлен местными

© А.А. Богуш✉, В.А. Бобров, М.А. Климин, В.А. Бычинский, Г.А. Леонова, С.К. Кривоногов, Л.М. Кондратьева, Ю.И. Прейс, 2019

✉ e-mail: annakhol@gmail.com

DOI: 10.15372/GiG2019012

продуктами выветривания и почвообразования, поступающими в атмосферу за счет ветровой эрозии, хотя может нести следы и более отдаленных геологических процессов [Болиховская, 1995]. Количество пыли, осаждаемой в торфяниках, во многом зависит от природно-ландшафтных условий местности и антропогенного фактора [Лукашев, 1971]. За счет атмосферного привноса на поверхность болота поступают химические элементы в форме как растворимых, так и нерастворимых соединений. Растворимые соединения содержатся преимущественно в дождевых атмосферных выпадениях [Ходжер, 2005]. Нерастворимые формы элементов поступают в виде глинисто-алевритовой фракции минералов. Ученые используют данные по концентрированию микроэлементов в верхних горизонтах торфяных отложений для оценки загрязнения окружающей среды, а также для отслеживания источников и интенсивности антропогенной деятельности [Shotyk, 2002; Orru, Orru, 2006; De Vleeschouwer et al., 2007]. Например, А.М. Межибор [2009], исследуя верховые торфяники Томской области, установила, что в них вследствие антропогенного загрязнения атмосферы происходит накопление таких элементов, как Sb, Co, Cr, Au и U. Источниками загрязнения являются: сжигание углей Кузнецкого бассейна на ГРЭС в городах Северск и Томск [Арбузов и др., 2000]; работа нефтехимического производства в Северном промышленном узле [Языков, 2006]; выбросы Сибирского химического комбината [Рихванов, 1997].

Авторы статьи [Silamikele et al., 2011], изучив омбротрофное верховое болото в Латвии, показали, что в поверхностных горизонтах торфяника происходит концентрирование Cd, Co, Ni, Cu, Zn и Pb, а в придонных — Ca, Mg, Fe, Mn, Cu, Ni, As и Cr. В.К. Бернатонис с соавторами [2002] при исследовании Большого Васюганского болота установили, что болотные растения и торф могут концентрировать многие химические элементы (Na, Ca, Ba, Fe, Co, Cr, Au, Hg, Sb, Se, Br, La, Ce, Sm, Eu, Hf, Th). Источниками повышенных концентраций элементов являются: 1) природные и техногенные аэрозоли; 2) транзитная пыль; 3) грунтовые воды; 4) подстилающие и обрамляющие породы.

Некоторые исследователи отмечают определенные закономерности в распределении элементов по профилю торфяных залежей [Архипов и др., 1997, 2000; Бернатонис, Архипов, 2000; Арбузов и др., 2004]. По данным В.К. Бернатонис с соавторами [2002], приповерхностные слои торфяников (до 0.5 м) обогащены многими элементами, на глубине 0.5—1.0 м содержание практически всех элементов достигает минимума, а затем плавно увеличивается к подошве залежи до максимальных значений. В работе [Арбузов и др., 2004] отмечено, что повышенные уровни накопления Au приурочены к приповерхностным и придонным слоям торфяной залежи. На вертикальное распределение элементов могут влиять изменения климата, условий окружающей среды (состав питающих вод, характер водной миграции элементов), а также микробиологическая активность. Ряд авторов приводит несколько причин повышенных концентраций элементов в приповерхностном горизонте верховых торфов: 1) приповерхностный слой является сорбционным, окислительно-восстановительным и щелочно-кислотным барьером для атмосферных осадков; 2) сезонное усыхание торфяников (понижение уровня болотных вод) вызывает образование испарительного барьера; 3) в верхнем живом слое торфяника некоторые элементы могут накапливаться из-за всасывающей способности корневой системы растений-торфообразователей [Бернатонис, Архипов, 2000; Бернатонис и др., 2002]. Ими же установлено, что придонные слои торфа часто обогащены определенными элементами за счет подстилающего грунта, но при этом обеднены биофильными элементами.

В.К. Бернатонис и В.С. Архипов [2000] отмечают увеличение содержания микроэлементов в осушенных торфяниках, обусловленное ускоренной минерализацией органического вещества вследствие улучшения аэрации залежи. Также В.К. Бернатонис с соавторами [2002] установили, что накопление элементов растениями не всегда зависит от условий водно-минерального питания, так, например, мхи концентрируют большинство химических элементов (Fe, Co, Ag, Hg, Sb, Sc, La, Sm, Eu, Hf, Th) по безбарьерному типу. Некоторые исследователи считают, что основным фактором, влияющим на аккумуляцию металлов в торфах, является наличие большого количества гумусовых веществ, характеризующихся высокой поглощательной способностью [Gondar et al., 2005; Zaccone et al., 2007, 2008, 2009].

В целом можно констатировать, что, несмотря на имеющиеся многочисленные свидетельства концентрирования химических элементов в торфяных отложениях, до сих пор еще плохо изучены механизмы данного процесса, роль в них органического вещества, а также вопросы, касающиеся форм нахождения элементов в торфах. Приведенные выше данные в основном получены в западных регионах — Европа и Западная Сибирь.

Целью данной статьи является исследование особенности формирования отложений и концентрирования элементов, в частности, Zn и Cu, в профиле торфяных отложений на примере болота Выдринское, расположенного в Южном Прибайкалье, Восточная Сибирь.

ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЯ

Горы Прибайкалья сложены сильнодислоцированными архейскими и протерозойскими метаморфическими сланцами, известняками, кварцитами, гнейсами, а также интрузивными гранитами. В Юж-

ном Прибайкалье широко распространены гранитоиды и связанные с ними пегматиты, которые образуют параллельные слоистости жилы. Третичные и четвертичные отложения имеют большие мощности в межгорных котловинах и на Танхойской ступени южного побережья Байкала. Верхнелептосиен-голоценовые отложения слагают низкие террасы Байкала, ледниковые, аллювиальные и делювиально-пролювиальные образования предгорных равнин [Кислов, 2009].

Объект исследования — Выдринское болото расположено на Танхойской равнине. Это узкая (2—5 км) предгорная полоса между северным фасом хр. Хамар-Дабан и оз. Байкал, протягивающаяся от р. Хара-Мурин на западе до г. Бабушкин на востоке. Равнина дренируется большим количеством рек и ручьев, покрыта лесом таежного типа из березы, сосны, ели, пихты, кедра и частично заболочена. Климатические условия довольно мягкие по сравнению с другими регионами континентальной Сибири. Годовая сумма осадков до 900 мм, их максимум наблюдается в летние месяцы; зима относительно теплая, многоснежная, мощность снежного покрова достигает 1 м; лето прохладное. Относительно мягкий климат и значительная увлажненность обусловлены физико-географическими особенностями: наличием высокого горного хребта, собирающего влагу, и оз. Байкал, отепляющего территорию. Климат оказывает значительное влияние на гидрохимический режим рек и озер, определяя малую минерализацию вод в период их наибольшей водности, а снеговые талые воды вызывают резкое снижение минерализации весной [Флора..., 2001; Леонова и др., 2015].

Выдринское болото (51°29'39" с.ш., 104°52'48" в.д.) находится на территории Байкальского биосферного заповедника и расположено на конечно-моренном валу на высоте 30 м над уровнем Байкала на водоразделе рек Выдриная и Переемная (рис. 1). Моренные отложения представлены песком, суглинком, щебнем, гравием, слабоокатанной галькой, валунами и отдельными глыбами гнейсов. Они находятся и в основании торфяной залежи.

Болото занимает одно из многих понижений на поверхности морены. Питание болота в основном атмосферное. Уровень грунтовой воды не связан с уровнем водной поверхности оз. Очки, расположенного в 100 м к югу от Выдринского болота и отгороженного от него суходольной грядой высотой 3 м. В районе Выдрино есть выходы азотных, метановых и углекислых термальных вод [Атлас..., 1993]. Потоки глубинного тепла в районе Выдрино имеют температуру около 75 °С.

Выдринское болото относится к верховому типу с багульниково-осоково-сфагновой растительной ассоциацией с карликовой березкой и редкой угнетенной сосной. Микрорельеф поверхности болотного массива бугристо-западинный. В табл. 1 приведены данные описания растительного покрова, представленные согласно системе Браун—Бланке, обилие — по двум шкалам (Браун—Бланке и Друде). Древесный ярус выражен слабо, сомкнутость не превышает 0.1.

Ботанический анализ горизонтов торфа, выполненный в Сибирском институте физиологии и биохимии растений СО РАН, показал, что торфяные отложения болота Выдринское разделяются на 5 интервалов, существенно отличающихся друг от друга:

0—40 см — сфагновый торф с небольшим количеством остатков кустарничков и трав;

Таблица 1. Описание растительности на Выдринском болоте

Вид растения	Обилие	
	по Браун—Бланке	по Друде
А (древесный ярус)		
<i>Betula platyphylla</i> Sukacz.	1	sol.
<i>Pinus sibirica</i> Du Tour	+	un.
<i>Abies sibirica</i> Ledeb.	+	un.
<i>Picea obovata</i> Ledeb.	+	un.
В (кустарниковый ярус)		
<i>Betula nana</i> subsp. <i>rotundifolia</i> (Spach) Malysch.	2a	cop. 1
С (травяно-кустарниковый ярус)		
<i>Ledum palustre</i> L.	3	cop. 2
<i>Andromeda polifolia</i> L.	2a	cop. 1
<i>Chamaedaphne calyculata</i> (L.) Moench	1	sp.
<i>Vaccinium uliginosum</i> L.	+	un.
<i>Oxycoccus palustris</i> Pers.	2b	
<i>Oxycoccus microcarpus</i> Turcz. ex Rupr.	+	un.
<i>Rubus chamaemorus</i> L.	3	cop. 2
<i>Carex pauciflora</i> Lightf.	4	cop. 3
<i>Eriophorum vaginatum</i> L.	2a	cop. 1
Д (моховой ярус)		
На буграх		
<i>Sphagnum fuscum</i> (Schimp.) Klinggr.	4	cop. 3
<i>Sphagnum magellanicum</i> Brid.	4	cop. 3
<i>Polytrichum strictum</i> Brid.	1	cop. 1
В западинах		
<i>Sphagnum capillifolium</i> (Ehrh.) Hedw.	2a	cop. 1
<i>Sphagnum magellanicum</i> Brid.	2b	sp.
В мочажине		
<i>Sphagnum fallax</i> (Klinggr.) Klinggr.	5	soc.

Примечание. Описание ассоциации болотной растительности проведено к.б.н. С.Г. Казановским (СИФИР СО РАН). Шкала Браун—Бланке: + — < 1%, 1 — 1—5 %, 2a — 5—15 %, 2b — 15—25 %, 3 — 25—50 %, 4 — 50—75 %, 5 — > 75 %; Шкала О. Друде: un. — unicum (единичное), sol. — solitarius (очень редко), sp. — sparsae (рассеянно, растения редки), cop. 1 — copiosae (довольно часто), cop. 2 — часто, cop. 3 — очень часто, soc. — socialis (абсолютно доминирующие растения, смыкаются надземными частями).

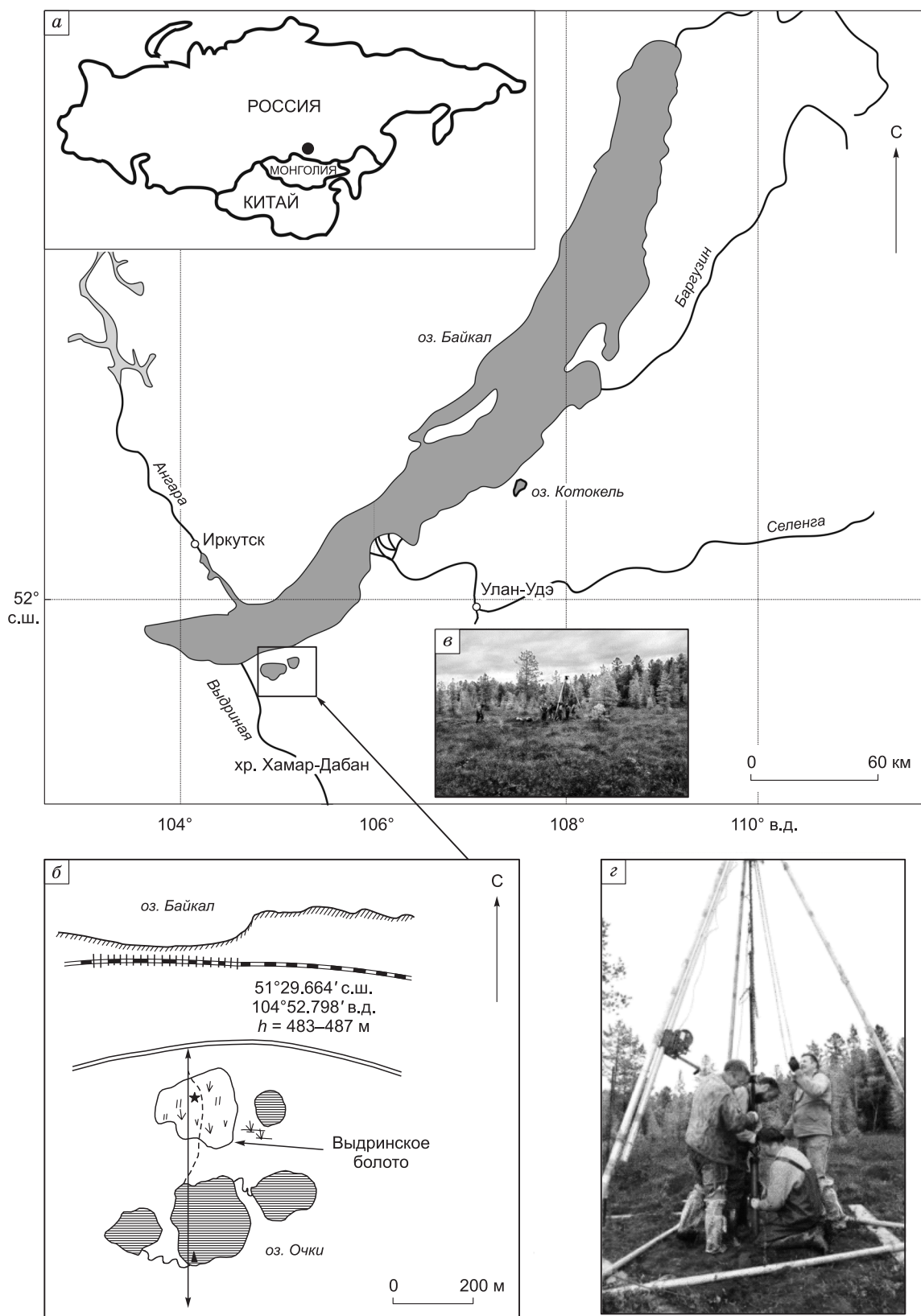


Рис. 1. Местоположение Выдринского болота.

а — местоположение Выдринского болота; *б* — схема расположения Выдринского болота, составленная В.А. Краснобаевым; *в* — общий вид Выдринского болота; *з* — полевые работы по бурению Выдринского торфяника.

40—180 см — торф преимущественно травянистого или кустарничково-травянистого состава с незначительным участием древесных и кустарниковых остатков;

180—220 см — в торфе доминируют остатки зеленых мхов с небольшим участием остатков кустарничков и трав;

220—360 см — древесный торф с прослоями травянистого торфа;

360—440 см — слоистый торф с изменчивым составом. Выделяются маломощные прослои, в которых преобладают остатки либо древесных, либо травянистых растений, а также сфагновых, иногда гипновых мхов. Встречаются также прослои торфа смешанного состава — древесно-травяные, древесно-гипновые, древесно-сфагновые, травяно-древесно-сфагновые.

Содержание основных ионов в болотных водах очень низкое (мг/л): SO_4^{2-} — 2.86, Cl^- — 0.42, NO_3^- — 0.24, NO_2^- — 0.031, PO_4^{3-} — 0.007, NH_4^+ — 2.53, Ca^{2+} — 0.6, Mg^{2+} — 0.26, Na^+ — 0.37, K^+ — 0.11, $\text{Fe}_{\text{общ.}}$ — 0.41. Воды, по классификации О.А. Алекина [1970], отнесены к сульфатному классу, группе кальция. Они ультрапресные (минерализация 7.4 мг/л), кислые (рН 4.02), с высоким содержанием органического вещества (РОВ 10 мгС/л). Величина БПК равна 2.6 мгО/л, а ХПК — 74 мгО/л.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Строение торфяной залежи было исследовано вибрационным бурением с помощью модифицированного пробоотборника Ливингстона. Из центральной части Выдринского болота была получена непрерывная колонка керна длиной 5 м и диаметром 7.5 см. Мощность торфяника 4.5 м. Данная технология бурения позволила вскрыть всю толщу торфяной залежи и войти в подстилающие породы. КERN вынимали из пробоотборника, предварительно описывали, упаковывали в полиэтилен и пластиковые пеналы целиком и в ненарушенном состоянии транспортировали в лабораторию.

Химический состав болотных вод изучали методом капиллярного электрофореза (прибор «Капель 103-Р») в аналитической лаборатории Института неорганической химии СО РАН. Керны торфяника разрезали на 2-сантиметровые фрагменты и после измерений влажности и плотности высушивали. Зольность определяли при температуре 450 °С.

Возраст отложений контролируется шестью радиоуглеродными датировками, представленными в табл. 2. Для датирования были взяты шесть 6-сантиметровых фрагментов керна, материала для других аналитических исследований из этих интервалов нет. Определение остаточной активности ^{14}C выполнено на установке QUANTULUS-1220 (ИГМ СО РАН, аналитик Л.А. Орлова). Калибровка радиоуглеродных дат в календарные сделана с помощью программы OxCal 4.2. Расчет скорости торфонакопления осуществлялся с помощью калиброванных датировок (см. табл. 2).

Содержание элементов в торфе определялось методом инструментального нейтронно-активационного анализа (ИНАА) и масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ИСП-МС) на масс-спектрометре ELEMENT. Также использовался рентгенофлуоресцентный метод на базе синхротронного излучения (РФА-СИ) ускорителя ВЭПП-3 Института ядерной физики СО РАН, преимуществом которого является возможность анализа биогенных материалов без предварительного озоления [Барышев и др., 1986]. Методы атомной абсорбции и рентгеноспектрального анализа применялись к предварительно озолённым при температуре 450 °С образцам торфа. Однако полной гарантии сохранения некоторых элементов в озолённых образцах нет [Карякин, Грибовская, 1979]. Применение неdestructивных методов ИНАА и РФА-СИ было необходимо для коррекции аналитических данных. Определение состава минеральной матрицы в некоторых горизонтах торфяника проводилось силикатным рентгенофлуоресцентным методом на спектрометре ARL-9900-XP.

В торфяных отложениях Выдринского болота исследовался качественный и количественный состав сохранившихся фотосинтетических пигментов (феопигментов) по методике [Климин, Сиротский, 2005]. Послойно определялось содержание демецелированных производных хлорофиллов *a*, *b*, *c* (феофитинов) и общего количества каротиноидов, рассчитывались показатели пигментного отношения (ПО) — отношение каротиноидов к феофитину *a* и пигментного индекса (ПИ) — отношение суммы

Таблица 2. Результаты радиоуглеродного анализа образцов торфяника Выдринский

Интервал, см	Лабораторный индекс	^{14}C возраст, л.н.	Календарный возраст, л.н.
50—56	СОАН-7693	2520 ± 75	2470—2690
100—106	СОАН-7694	4415 ± 95	4920—5200
200—206	СОАН-7695	6120 ± 120	6850—7150
300—306	СОАН-7696	7590 ± 140	8250—8550
400—406	СОАН-7697	8510 ± 130	9340—9680
440—446	СОАН-7698	11260 ± 180	12930—13290

всех пигментов к феофитину *a*. По характеристике пигментного профиля торфяного разреза с использованием данных по зольности (сжигание при 450 °C) и радиоуглеродных дат реконструировалась история развития болота.

Геохимическое моделирование процессов концентрирования элементов в торфе проводили с использованием программного комплекса Селектор-С [Карпов и др., 1997; Чудненко, 2010]. Алгоритм работы Селектор-С основан на методе минимизации свободной энергии Гиббса. Теоретические основы физико-химического моделирования включают в себя условия равновесия в гетерогенных многокомпонентных системах с ограничениями в виде линейных уравнений баланса масс [Чудненко, 2010].

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

История развития болота. Представлены результаты изучения распределения качественного и количественного состава сохранившихся производных фотосинтетических пигментов и показателей зольности по профилю Выдринского торфяника (рис. 2). Пропуски на некоторых глубинах соответствуют пробам на радиоуглеродный анализ. На рис. 3 показана возрастная модель, в которой видно изменение скоростей осадконакопления.

Заболачивание территории в месте бурения началось на минеральном субстрате с зольностью 95.7—87.9 %. Начало торфообразования на глубине 440—446 см относится к 13.1 кал. тыс. л. н. (рис. 3).

В интервале 13.1—9.5 кал. тыс. л. н. накапливалась торфянистая почва со средней скоростью 0.11 мм/год. Распределение пигментов (см. рис. 2, *a*) отражает несколько климатических колебаний в этом интервале. Здесь имеются два хорошо выраженных максимума пигментов, соответствующих потеплениям. Они разделены глубоким минимумом, характеризующимся отсутствием феофитинов *b* и *c*. Такие пигментные комплексы индицируют холодные и влажные условия [Климин и др., 2013], что от-

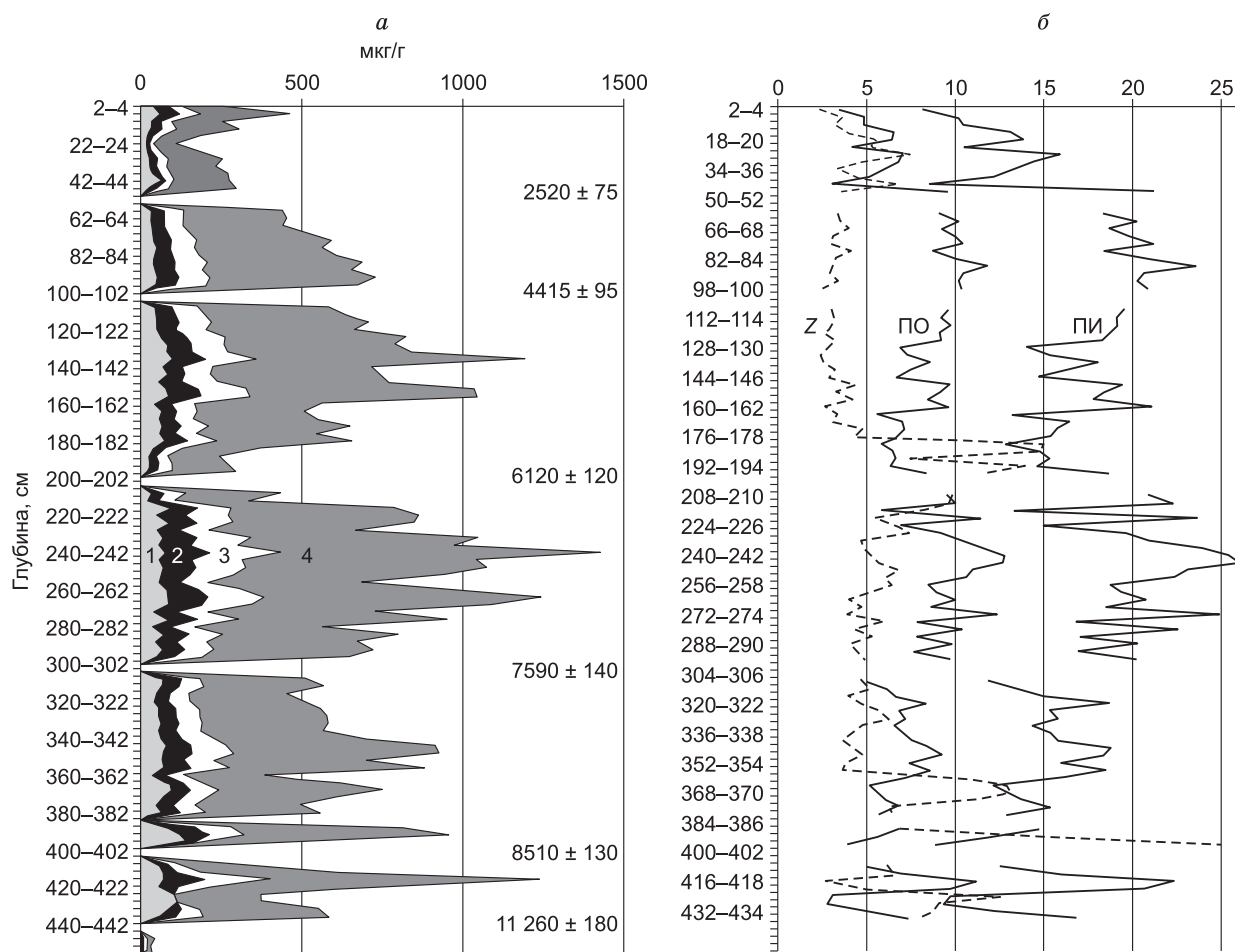


Рис. 2. Характеристика разреза Выдринского торфяника.

a — пигментный профиль, *b* — зольность отложений и соотношения пигментов. 1 — феофитин *a*, 2 — феофитин *b*, 3 — феофитин *c*, 4 — каротиноиды, 2520 ± 75 — радиоуглеродный возраст, *Z* — зольность (%), *ПО* — пигментное отношение (отн. ед.), *ПИ* — пигментный индекс (отн. ед.).

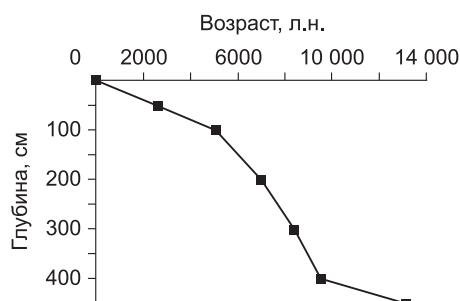


Рис. 3. Возрастная модель Выдринского болота.

ражено в минимальных величинах отношений ПО и ПИ и в некотором увеличении зольности (см. рис. 2, б). К сожалению, идентификация таких климатических колебаний, к которым следует добавить похолодание после второго потепления, затруднительна, поскольку за 3.6 тыс. лет, прошедших с заключительных стадий аллереда до середины бореального периода голоцена, подобных колебаний было не 4, а гораздо больше. Нижняя 40—50-сантиметровая часть торфяной толщи формировалась в условиях неустойчивого водного режима, что подтверждается разнообразием и частой сменой ботанического состава торфа в интервале 440—360 см. Также в этом слое высока вероятность значительных перерывов в накоплении отложений.

Толща торфа, залегающая в интервале 400—100 см, накапливалась с гораздо более высокой скоростью 0.52—0.90 мм/год с середины бореального до начала суббореального периода голоцена. На пигментном профиле (см. рис. 2, а) хорошо выражены климатические колебания, установленные исследователями для этих периодов в различных районах Евразии [Кинд, 1974; Хотинский, 1977, 1987; и др.]. Так, устойчивое потепление второй половины бореального периода сменилось похолоданием на границе бореального и атлантического периодов. Потеплению на диаграмме в целом соответствует система максимумов пигментов в интервале 398—340 см. В конце этого потепления на болоте начал откладываться торф, состоящий преимущественно из древесных остатков. Отрезок пигментной диаграммы в интервале 340—280 см характеризует время достаточно существенного похолодания, имевшего место в начале атлантического периода голоцена около 8.4 кал. тыс. л. н. и продолжавшегося примерно 500 лет. На диаграмме оно отмечено минимумом содержания пигментов (см. рис. 2, а) и низкими величинами показателей их соотношений (см. рис. 2, б).

Начавшееся после этого потепление в ряде работ распространяют на весь атлантический период (8.9—5.7 кал. тыс. л. н.) с кульминацией тепла около 5500—5000 радиоуглеродных л.н. (6.3—5.8 кал. тыс. л. н.). Однако некоторые исследователи указывают, что это время было не столь равномерно теплым. Например, Ю.А. Микишин и И.Г. Гвоздева [1996] приводят данные для о. Сахалин о нескольких волнах тепла, первая из которых, по данным авторов, прошла 7200 радиоуглеродных л.н. (8.0 кал. тыс. л. н.). Отражением ее кульминации (см. рис. 2), вероятно, является максимум пигментов и очень высокие величины ПО и ПИ на глубине 240—242 см.

Период с 7000 до 6000 радиоуглеродных л.н. (7.8—6.8 кал. тыс. л. н.) выделяют как среднеатлантическое похолодание [Хотинский, 1987]. В характеризуемом разрезе в интервале 220—180 см фиксируется заметное уменьшение количества сохранившихся в торфяных слоях производных фотосинтетических пигментов, индицирующее достаточно глубокое похолодание около 7.8 кал. тыс. л. н. В этом слое наблюдаются кардинальные изменения в характере торфонакопления: при резком и значительном (в 3 раза, с 5 до 15 %) повышении зольности торфа (см. рис. 2, б) его состав с древесного меняется на преимущественно зеленомошный, что в совокупности обычно считается следствием пожаров. Скорость накопления торфа в интервале 242—200 см, 8.0—7.0 кал. тыс. л. н., составляет 0.38 мм/год (см. рис. 3). Поскольку залегающий ниже торф, образовавшийся во время потепления 8.4—8.0 кал. тыс. л. н., накапливался со средней скоростью 1.55 мм/год, становится понятно, что после окончания потепления произошло резкое уменьшение скорости торфонакопления. Сходная ситуация описана нами ранее на болотном массиве Гур, находящемся на территории Нижнего Приамурья, в 2300 км на восток от Выдринского болота [Климин, Сиротский, 2005; Климин и др., 2007]. Установлено, что в период с 7200 до 6100 радиоуглеродных л.н. (8.0—6.9 кал. тыс. л. н.) процесс торфообразования на болоте Гур прерывался на длительный срок, достигающий 1000 лет.

Средняя скорость торфонакопления в интервале 200—100 см Выдринского торфяника составляет 0.52 мм/год. Выше отметки 180 см торф представлен остатками преимущественно травянистых и кустарничковых растений с незначительным участием древесных и кустарниковых. В средней части этого интервала (глубина 158—152 см) находится слой торфа, который, вероятно, образовался при последнем потеплении в атлантическом периоде голоцена. В расположенных выше слоях уменьшение содержания пигментов и резкие снижения величин ПО и ПИ позволяют предположить, что слои торфа 150—140 и 134—128 см сформировались во время двух похолоданий на границе атлантического и суббореального периодов голоцена, датируемых в 4900 и 4600 радиоуглеродных л.н. [Хотинский, 1977], 5.7 и 5.4 кал. тыс. л. н.

Анализ данных, характеризующих верхнюю метровую толщу разреза Выдринского торфяника, позволяет выявить некоторые особенности ее формирования. Нижняя часть отложений в интервале 100—40 см представлена преимущественно травяным или кустарничково-травяным торфом, в котором

с глубины 70 см начинают появляться тонкие прослойки, содержащие остатки сфагновых мхов, причем иногда в значительных количествах (40—50 % и более). В верхней 35-сантиметровой части торфяных отложений остатки сфагновых мхов доминируют, местами их количество достигает 90—95 %, что позволяет констатировать переход болота в верховую стадию развития около 2.0 кал. тыс. л. н.

Показатели зольности в нижней части толщи находятся в пределах 2.5—4.0 %, что обычно соответствует отложениям торфа верхового типа, однако здесь не наблюдается не только доминирования, но иногда даже и присутствия в ботаническом составе сфагновых мхов, являющихся непременным атрибутом растительного покрова верховых болот. При переходе к вышележащему сфагновому торфу диапазон колебания величины зольности увеличивается до 2.3—7.5 %, здесь имеются два хорошо выраженных максимума на глубинах 42—44 и 26—28 см (см. рис. 2, б).

Обращает на себя внимание чрезвычайно низкая скорость прироста торфа в верхней метровой толще — немногим более 0.2 мм/год, что совершенно не характерно для мезотрофного болота при его переходе в стадию олиготрофного. Из литературных данных [Нейштадт, 1957; и др.] известно, что в торфяниках верхового типа Евразии за последние 5000 лет накопился не метровый, а гораздо больший слой торфа — 2—3 м и более.

Распределение в верхнем метровом слое торфяных отложений производных фотосинтетических пигментов, а именно их резкое уменьшение (см. рис. 2, а), не соответствует известным существенным изменениям климата, происходившим в это время. Кроме того, малое количество пигментов, содержащихся в верхней 40-сантиметровой толще, противоречит характеристикам нормального торфа верхового типа, в котором обычно сохраняется значительно больше пигментов, чем в переходных или низинных торфах [Климин и др., 2013].

В связи с явной укороченностью и фрагментарностью данного отрезка диаграммы интерпретация его затруднена. Вызвана эта фрагментарность, вероятно, естественными причинами, заключающимися в особенностях саморазвития торфяного тела, когда прирост болота тормозится недостатком увлажнения на повышенных элементах рельефа или какими-то другими сходными факторами. Это подтверждается некоторым повышением зольности в самой верхней части разреза (см. рис. 2, б), которое может быть связано с процессами разложения торфа при периодически возникающих условиях улучшения аэрации деятельного слоя болотных отложений.

Таким образом, Выдринское болото, в настоящее время являющееся типичным болотным биогеоценозом верхового типа с торфяной залежью переходного типа, находится на стадии развития, которую можно охарактеризовать как климаксная или близкая к ней. Дальнейшая эволюция болота зависит от характера изменения окружающей обстановки. Если не произойдет улучшения водного питания болотного массива, неминуемы значительные изменения характеристик верхних слоев торфа в сторону большей степени разложенности, вплоть до оземления. Если же водное питание массива усилится, практически замерзшее торфообразование может получить некоторый стимул к оживлению.

В целом, за исключением слоя 180—220 см, зольность торфа (2.5—7.5 %) вполне соответствует нормальным торфам переходного типа [Пьявченко, 1972]. Количество извлекаемых пигментов в некоторых слоях торфа ниже глубины 120 см достаточно высокое, превышающее 800 мкг/г торфа, больше отвечающее дальневосточным и европейским торфам верхового типа [Климин, Сиротский, 2014], однако здесь следует учитывать слабую изученность пигментных характеристик прибайкальских торфяников.

Характер распределения некоторых элементов в профиле торфяника. Цвет торфа изменяется от светло-коричневого до темно-коричневого вниз по разрезу, что связано с возрастанием степени разложения торфа с глубиной. Содержание органического углерода в торфе колеблется по разрезу от 29 до 39 %. Плотность торфа довольно низкая ($< 0.2 \text{ г/см}^3$) до глубины 448 см, затем увеличивается, достигая 1.5 г/см^3 на глубине 455 см. Зольность в большей части торфяника низкая (см. рис. 2, б). Увеличение зольности наблюдается в некоторых горизонтах верхней, средней и особенно нижней части торфяника и указывает на увеличение литогенной компоненты.

Приведен состав (табл. 3) зольной части образца растительного покрова, двух образцов торфа (2—4 см, деятельный слой болота и 98—100 см), а также двух образцов из подстилающих торф минеральных отложений. Основными элементами зольной части растительного покрова являются Si, Ca, Mn, S, Mg, K, Na, Fe и P. Выраженные через оксиды, они составляют 71 % зольного остатка.

Деятельный слой болота обогащен Ca, Mg, K, Mn, Fe и S. По сравнению с растительным покровом в этом горизонте выше содержание литогенных элементов — Si, Al и Ti. В залегающем ниже (98—100 см) торфяном слое при сходной величине зольности зафиксировано гораздо меньшее содержание биогенных и несколько большее или близкое — литогенных элементов. В горизонтах, представляющих минеральное ложе болотного массива и поэтому характеризующихся высокой зольностью, элементный состав существенным образом отличается от такового торфяных горизонтов, прежде всего, соотношением содержания литогенных и биогенных составляющих.

Таблица 3.

**Состав зольной части растительности, торфа и подстилающих пород
по разрезу Выдринского торфяника**

Объект, глубина, см	Золь- ность	Si	Al	Fe	Ca	Mg	K	Na	Mn	Ti	P	S	Ba	Pb	Sn	Cd	Sb
		%												г/т			
Раститель- ный покров	Не опр.	11	0.23	1.6	10.7	2.9	2.2	1.7	9.1	0.006	0.96	2.3	0.11	270	66	9.0	2.6
2—4	2.35	20	3.0	1.7	7.0	2.5	2.5	0.82	0.88	0.23	0.43	1.8	0.16	220	29	6.6	6.7
100	2.59	18	4.4	0.49	1.3	0.58	0.88	0.51	0.0077	0.52	0.52	0.012	0.063	65	6.6	0.96	2.4
450—452	91.77	31	3.8	0.99	1.2	0.82	0.92	0.96	0.039	0.38	0.041	0.024	0.054	18	< 0.01	0.2	0.47
458—460	95.69	34	3.6	0.88	1.1	0.55	0.86	0.91	0.062	0.25	0.028	0.02	0.063	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01

Растительный покров и верхний слой торфяника содержат большое количество Pb, Sn, Cd (см. табл. 3), входящих, согласно исследованиям [Wiersma, Davidson, 1986], в группу «элементов аномально-го обогащения» в аэрозолях, что связано в основном с лесными пожарами и антропогенным загрязнением воздуха. Вниз по профилю их количество довольно быстро снижается.

Распределение концентраций некоторых элементов (K, Ca, Fe, Zn и Cu) по разрезу торфяника показано на рис. 4. В деятельном слое, который составляет несколько десятков сантиметров, наблюдается повышенное содержание многих элементов. В этом слое происходит механическое перераспределение минерального вещества, циркуляция воды и миграция элементов. Он является сорбционным, окислительно-восстановительным и щелочно-кислотным барьером для просачивающихся атмосферных осадков; при сезонном усыхании торфяника в результате понижения уровня грунтовых вод поверхность залежи становится испарительным барьером. Необходимо отметить, что содержание Zn и Cu значительно увеличивается в нижних горизонтах торфяника, а Zn еще и в верхних горизонтах торфяника, где преобладают сфагновые мхи.

Особенности концентрирования Cu и Zn в торфе Выдринского болота. Как уже отмечалось ранее [Бобров и др., 2011], в торфяной залежи Выдринского болота в горизонтах древнего и раннего

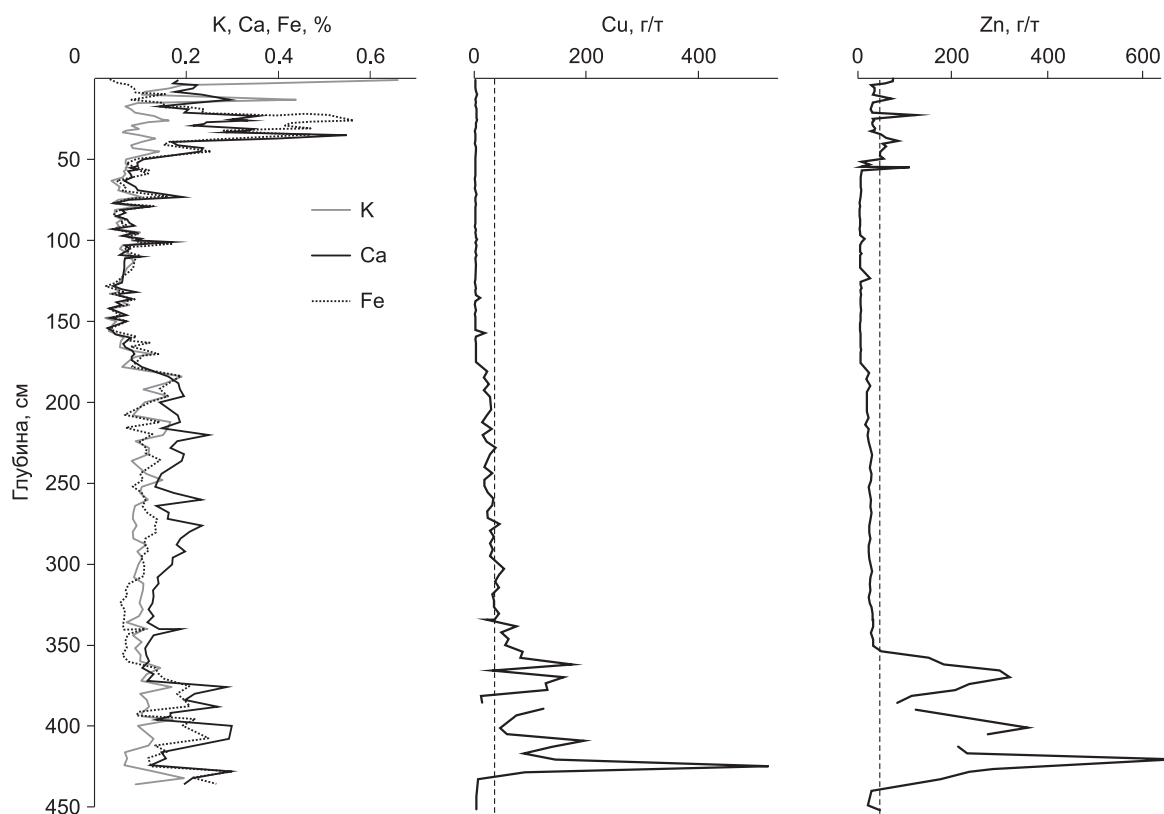


Рис. 4. Распределение содержания K, Ca, Fe, Cu и Zn по разрезу торфяника.

Штриховая линия — кларк земной коры.

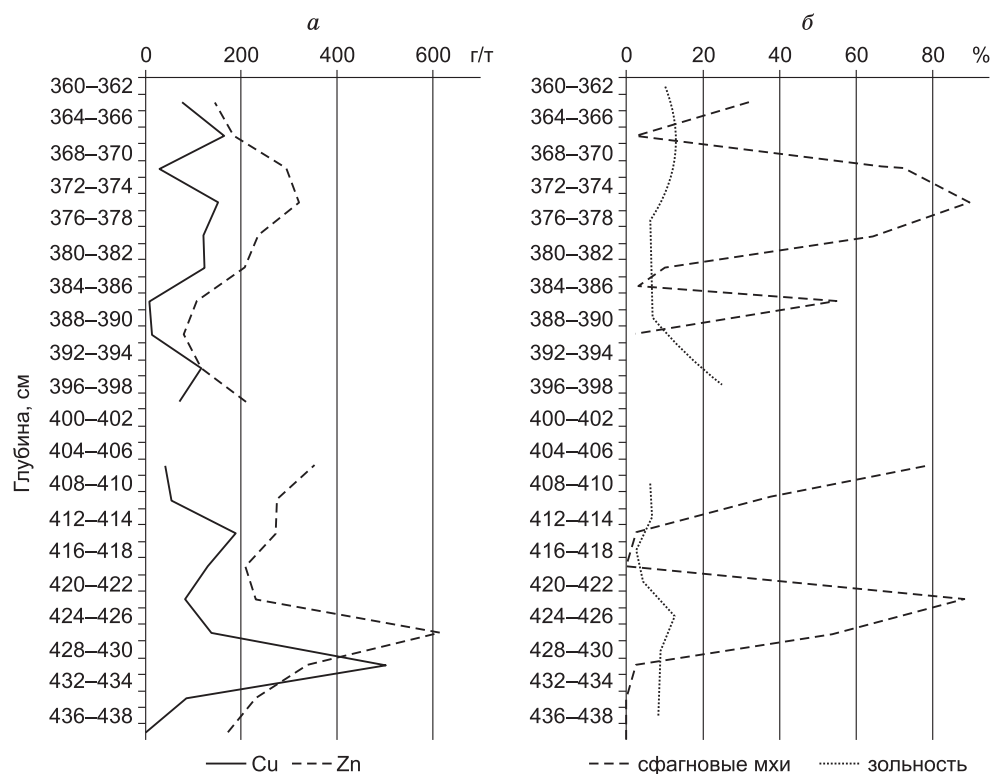


Рис. 5. Распределение содержания Cu и Zn (а) и изменение показателей зольности и количества остатков сфагновых мхов (б) в зоне аномального концентрирования элементов в профиле торфяных отложений Выдринского болота.

голоцена (360—440 см), сформировавшихся 11300—8100 радиоуглеродных л.н., 12.1—8.8 кал. тыс. л. н., обнаружены аномальные концентрации Cu и Zn, достигающие 500—600 г/т в расчете на сухое вещество (см. рис. 4). Концентрации данных элементов существенно превышают соответствующие кларки земной коры (Zn = 50—70 г/т; Cu = 14—100 г/т [Виноградов, 1956, 1962; Taylor, 1964; Wedepohl, 1995], почв (Zn = 50 г/т; Cu = 20 г/т) [Виноградов, 1957] и глинистых сланцев (Zn = 93 г/т; Cu = 45 г/т) [Li, 1991]).

Приведены данные (рис. 5), полученные для интервала торфяных отложений 360—440 см, к которому приурочены горизонты с аномальными концентрациями меди и цинка. Как видно из рис. 5, а, распределение этих элементов различается как по содержанию (Zn обычно больше, чем Cu), так и по количеству максимумов, которых для первого элемента насчитывается 3, а для второго 5.

Для объяснения причин такого поведения элементов мы можем использовать данные по климатическим условиям времени формирования этой толщи и ботаническому составу торфа.

Находящиеся в самой нижней части разреза главные максимумы Cu (430—432 см, 504 г/т) и Zn (426—428 см, 618 г/т) не совпадают друг с другом, но оба они приурочены к слоям торфа, которые образовались в холодных условиях. Минимумы содержания элементов, расположенные выше — 422—424 см (Cu) и 418—420 см (Zn), напротив, относятся к периоду значительного потепления. Как было показано ранее, идентифицировать эти похолодания и потепление не представляется возможным.

Расположенные выше по профилю четыре максимума содержания меди близки по величине, ни один не превышает отметку 200 г/т. Исходя из характеристик пигментного профиля торфяника (рис. 2), общим для этих максимумов является начало возрастания количества Cu в периоды прохладного климата.

Второй максимум цинка, вероятно, совпадает со слоем торфа, входящим в 6-сантиметровый блок, использованный для определения возраста отложений и давший радиоуглеродную датировку 8510 ± 130 л.н., 9.3 кал. тыс. л. н., соответствующую началу второй половины бореального периода голоцена. Третий максимум этого элемента на глубине 374—376 см — единственный, совпавший с максимумом меди. Оба максимума цинка превышают величину 300 г/т, что в 1.5—3.0 раза больше содержания меди в четырех верхних максимумах. Практически все минимумы обоих элементов приурочены к слоям торфа, образовавшимся во время потеплений.

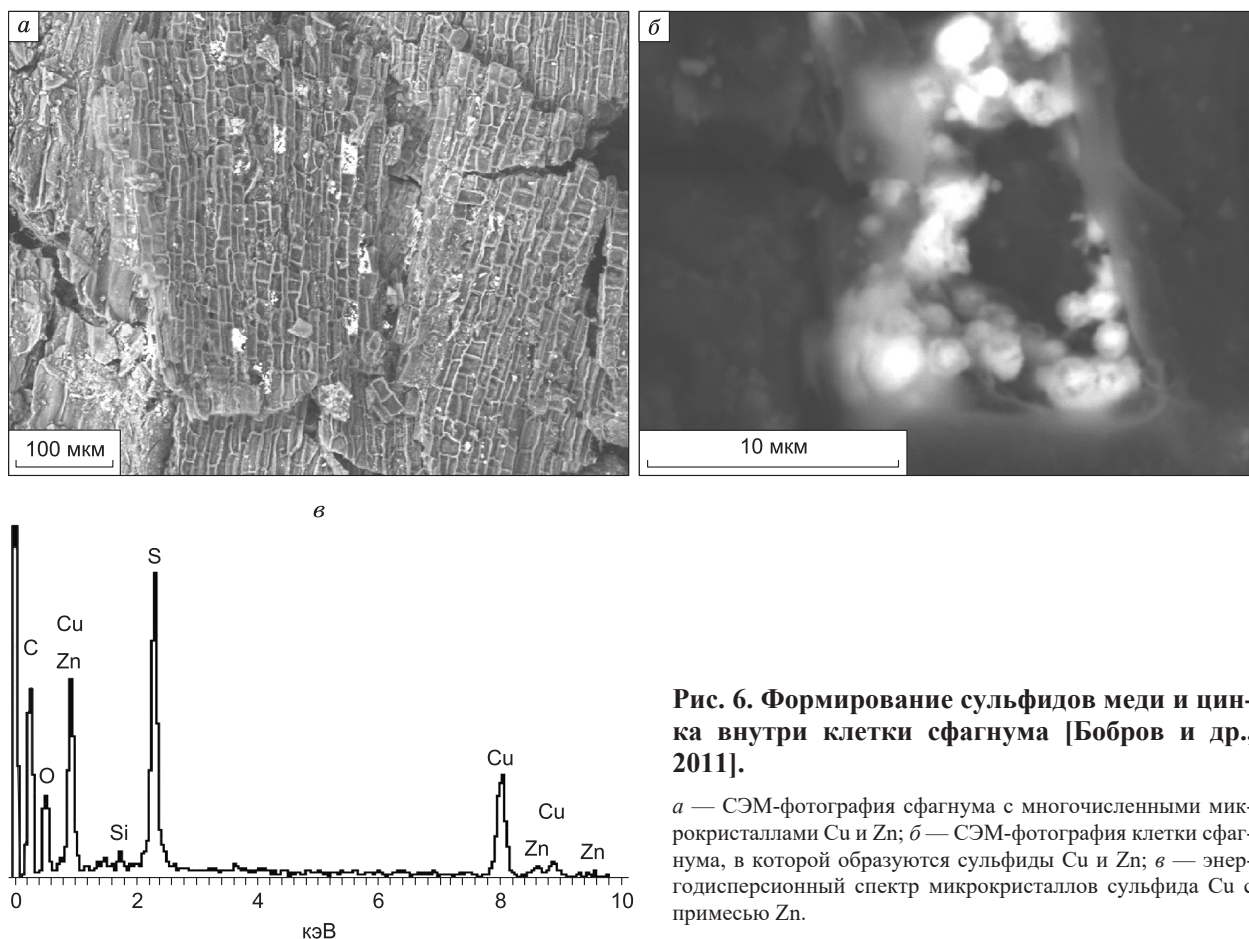


Рис. 6. Формирование сульфидов меди и цинка внутри клетки сфагнома [Бобров и др., 2011].

a — СЭМ-фотография сфагнома с многочисленными микрокристаллами Cu и Zn; *б* — СЭМ-фотография клетки сфагнома, в которой образуются сульфиды Cu и Zn; *в* — энергодисперсионный спектр микрокристаллов сульфида Cu с примесью Zn.

Многими авторами отмечалось, что содержание микроэлементов (Mn, Fe, Pb, Zn, Cd, Co, Cr) в моховых торфах может превышать их кларки в несколько десятков раз [Добровольский, 1983; Добродеев, 1990; Московченко, 2006]. На рис. 5, б видно, что в рассматриваемом интервале торфяных отложений содержание сфагновых мхов подвержено значительным колебаниям. Сопоставляя с ним распределение Cu и Zn, становится ясно, что большинство максимумов содержания меди приходится на минимумы содержания остатков сфагновых мхов. Только в одном слое (374—376 см) локальный максимум меди совпадает с максимумом мхов. Поведение цинка несколько иное. Так, самый нижний и максимальный пик этого элемента совпадает с достаточно высоким содержанием остатков в торфе сфагновых мхов. Второй максимум Zn также приурочен к воздымающейся ветви содержания сфагновых мхов. Третий максимум совпадает с локальным максимумом остатков сфагновых мхов, после чего содержание Zn постепенно снижается.

При исследовании минеральных форм нахождения Zn и Cu в торфе было показано, что данные элементы присутствуют внутри растительных клеток сфагнома в виде аутигенных кристаллов микронной размерности (рис. 6) [Бобров и др., 2011]. Кристаллы представлены преимущественно сульфидами меди и цинка. Размер отдельных кристаллов составляет менее 3 мкм. Сульфиды меди и цинка отлагаются на внутренней мембране растительной клеточной оболочки, состоящей из органического вещества, в котором выявлено присутствие Ca, Si, S, Fe и Al. Поступление подвижных форм Zn и Cu в растительные субстраты, скорее всего, обусловлено подпиткой глубинными термальными водами, доказательством существования которых служат относительно повышенная температура воды оз. Очки и ее химический состав [Бобров и др., 2010]. Непосредственно для Выдринского болота предположение о глубинном источнике вод, функционирующем в настоящее время, строится на основе наблюдений в июне 2009 г. дневных температур воздуха, которые не превышали 15 °С, в то время как температура воды в озере не опускалась ниже 23—25 °С. Сведения о выходе азотных и метановых термальных вод с температурой 75 °С в зоне тектонических нарушений, проходящих вдоль (северного) склона хр. Хамар-Дабан (район расположения Выдринского болота), описаны в [Атлас..., 1993].

Растительный покров, особенно его моховая часть, способен впитывать грунтовые воды и концентрировать элементы. Предполагается несколько возможных путей формирования сульфидов. Это связа-

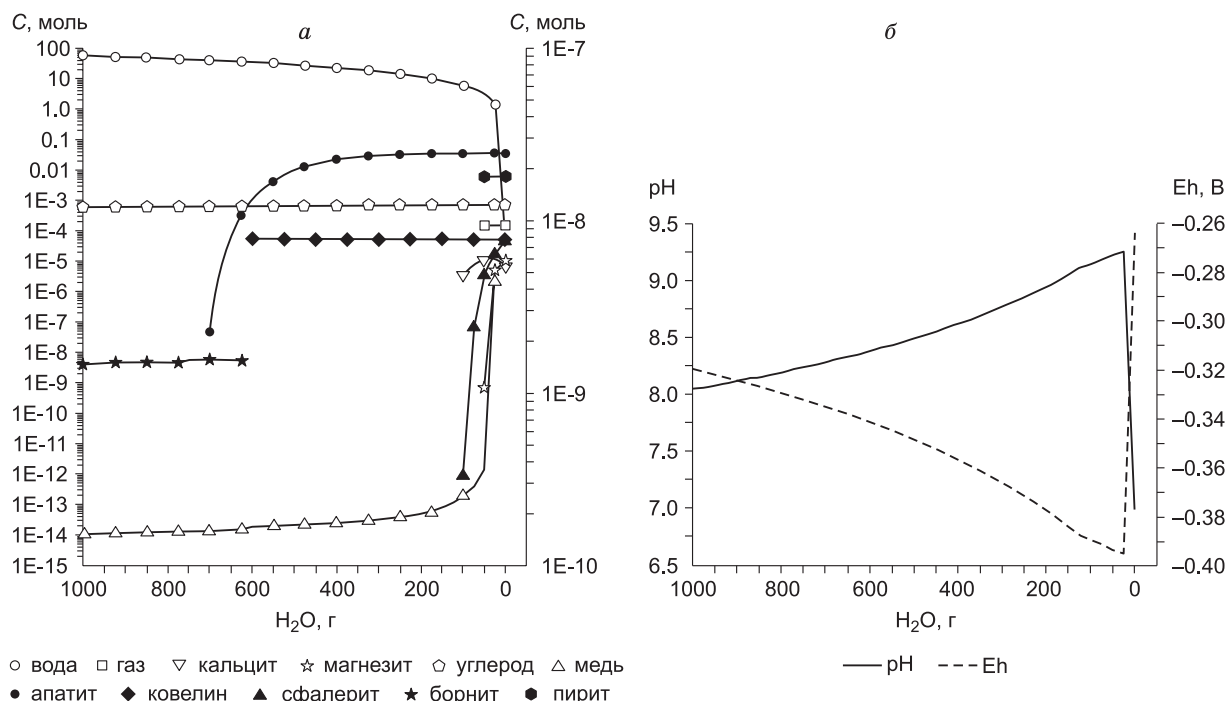


Рис. 7. Геохимическое моделирование процесса старения растительной клетки.

a — аутигенные минералы, образующиеся при испарении внутриклеточной воды; *б* — pH и Eh внутриклеточной воды.

но с тем, что на неровной поверхности растительной клеточной оболочки могут образовываться сорбционные центры или центры кристаллизации сульфидов. Адсорбция на клеточной мембране может быть как физической, так и химической, обусловленной присутствием в клеточной оболочке отрицательно заряженных групп анионов: PO_4^{3-} , COO^- , HS^- , OH^- . При определенных условиях, в нашем случае при восстановительных, например, при разложении органического вещества или под действием сульфатредуцирующих бактерий цинк и медь будут отлагаться в виде сульфидов. При потере воды клеткой (процессы старения, отмирания, высыхания и т.п.) некоторые элементы способны накапливаться на локальных участках, где в определенный момент может произойти пересыщение раствора по определенным минералам, в нашем случае, по сульфидам меди и цинка. Сульфатредуцирующие бактерии, численность которых резко увеличивается в нижних горизонтах (360—440 см) торфяника, могут играть существенную роль в формировании сульфидов Cu и Zn.

Для проверки гипотезы возможного образования сульфидов меди и цинка внутри растительной клетки в процессе потери воды без участия бактерий было применено геохимическое моделирование. Для моделирования использовали состав болотных вод. Органическое вещество в системе задавалось как углерод. Затем из исходного состава пошагово удалялась вода (рис. 7).

Результаты моделирования показали, что если использовать химический состав болотных вод в том виде, в котором он представлен в гидрохимическом анализе, то расчетная величина pH на первом шаге составляет примерно 8.0 и формируется восстановительная обстановка ($E_h = 0.32\text{В}$). Органическое вещество (в модели вводилось как $C_{\text{орг}}$) не способно раствориться полностью в данной системе. Поэтому в равновесии формируется твердое органическое вещество (см. рис. 6). Борнит (Cu_3FeS_4) присутствует в равновесии на самых начальных этапах. На стадии, когда воды остается 700 г, образуется гидроксилапатит и ковелин (CuS). На завершающих стадиях, когда водного раствора остается 150 г, возможно образование халькопирита (CuFeS_2). При степени испарения, соответствующей 100 г воды, формируется кальцит (CaCO_3) и появляются следы сфалерита (ZnS). Когда воды остается менее 300 мг, образуется газовая фаза, представленная сероводородом, метаном и азотом, в равновесии сосуществуют гидроксилапатит, ковелин, твердый углерод, кальцит, магнезит, сфалерит и пирит. На этой стадии pH раствора соответствует 7, хотя в целом щелочность среды возрастает.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Болотный массив с торфяными отложениями мощностью более 4 м сформировался преимущественно в течение голоцена. Начало торфообразования относится к концу аллереда (13.1 кал. тыс. л. н.).

Болото Выдринское является биогеоценозом верхового типа, но торфяная залежь его — переходного типа. Средняя скорость торфонакопления на начальной стадии заболачивания (в первые 3.6 тыс. лет) была низкой (0.11 мм/год), и в понижении образовывалась торфянистая, а затем торфяная почва. Гораздо более высокая скорость торфонакопления наблюдается в толще торфа, залегающей выше: 0.90 мм/год — 4—3 м, 0.71 мм/год — 3—2 м, 0.52 мм/год — 2—1 м. Скорость прироста торфа верхней метровой толщи довольно низкая (примерно 0.2 мм/год). Изменения скорости накопления торфа отражают естественное развитие болота от низинного к верховому. Низкие скорости накопления торфа в верхней части торфяника объясняются климаксовым состоянием болота — недостаточностью увлажнения.

Растительный покров и верхний слой торфяника концентрируют Pb, Sn, Cd, Zn и Sb. Источниками повышенных концентраций элементов являются транзитная пыль, природные и техногенные аэрозоли, что согласуется со многими литературными данными.

Аномальное обогащение торфа цинком и медью в горизонтах древнего и раннего голоцена, сформировавшихся в период 11300—8100 радиоуглеродных л.н., 12.1—8.8 кал. тыс. л. н., связано с периодическим поступлением грунтовых термальных вод в нижнюю часть профиля торфяных отложений. При этом достаточно важным фактом является постепенное уменьшение содержания Zn в его максимумах снизу вверх по профилю, что может быть свидетельством дополнительного обогащения цинком слоев торфа, находящихся в нижней части залежи во время повторных подъемов грунтовых термальных вод. Одна из причин возможного обогащения торфа микроэлементами в нижней части — это длительное и прерывистое формирование торфяника на начальной стадии, на что прямо указывают резкие изменения ботанического состава, низкая скорость прироста торфа и его пигментные характеристики.

Максимумы аномально высокого содержания Zn приурочены к слоям торфа, сформировавшимся в холодных или прохладных условиях. Два минимума содержания этого элемента соответствуют слоям торфа, образовавшимся в теплых условиях. Примерно такое же поведение демонстрирует медь, хотя ее максимумы находятся несколько ниже максимумов цинка. Первый, главный ее максимум, приурочен к слою торфа, сформировавшемуся в холодных условиях. Второй соответствует самому началу похолодания после существенного потепления. Остальные три отвечают прохладным условиям. Минимумы Cu в основном находятся в слоях торфа, образовавшихся в теплых условиях. Нечеткие закономерности распределения Zn и Cu могут быть объяснены целым рядом причин, например, фрагментарностью нижней части отложений, связанной с длительными перерывами в торфонакоплении, или отличиями в производстве растворимости сульфидов этих элементов.

Образование тонкодисперсных сульфидов цинка и меди, возможно, является широкомасштабным явлением в болотах предгорных равнин, где, наряду с атмосферной поставкой этих металлов, их дополнительным источником являются грунтовые (гидротермальные) воды сульфатного состава с повышенным содержанием металлов. Аутигенные сульфиды Zn и Cu формируются на внутренней мембране клеточной стенки сфагновых мхов. По данным геохимического моделирования было показано, что сульфиды Zn и Cu могут формироваться абиотически. Однако присутствие сульфатредуцирующих бактерий в нижних горизонтах торфяника не исключает возможность образования сульфидов биохимическим путем. В данной ситуации возможна комбинация как физико-химических, так и биохимических процессов в формировании сульфидов Zn и Cu.

Авторы выражают искреннюю благодарность к.б.н. С.Г. Казановскому (СИФИБР СО РАН) за описание ассоциации болотной растительности и к.с.-х.н. Е.В. Шейфер (СИФИБР СО РАН) за определение ботанического состава торфа, а также рецензентам д.г.-м.н. С.Б. Бортниковой (ИНГГ СО РАН) и д.х.н. О.В. Серебренниковой (ИХН СО РАН) за ценные рекомендации и замечания.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты 08-05-00392, 11-05-00655 и 11-05-12038-офи-м-2011, 17-45-540063а_р), научного проекта ИГМ СО РАН, лаб. 284, № 0030-2016-0018.

ЛИТЕРАТУРА

- Алекин О.А. Основы гидрохимии. Л., Гидрометеиздат, 1970, 444 с.
- Арбузов С.И., Ершов В.В., Поцелуев А.А., Рихванов Л.П. Редкие элементы в углях Кузнецкого бассейна. Кемерово, 2000, 248 с.
- Арбузов С.И., Рихванов Л.П., Маслов С.Г., Архипов В.С., Павлов З.И. Аномальные концентрации золота в бурых углях и торфах юго-восточной части Западно-Сибирской плиты // Изв. ТПУ, 2004, т. 307, № 7, с. 25—30.
- Архипов В.С., Бернатонис В.К., Резчиков В.И. Железо в торфах центральной части Западной Сибири // Почвоведение, 1997, № 3, с. 345—351.
- Архипов В.С., Бернатонис В.К., Резчиков В.И. Распределение железа, кобальта и хрома в торфяных залежах центральной части Западной Сибири // Почвоведение, 2000, № 12, с. 1439—1447.
- Атлас Байкала / Ред. Г.И. Галазий. М., Роскартография, 1993, 159 с.

Барышев В.Б., Колмогоров Ю.П., Кулипанов Г.Н., Скринский А.Н. Рентгенофлуоресцентный элементный анализ с использованием синхротронного излучения // Журнал аналитической химии, 1986, т. 41, № 3, с. 389—401.

Бернатонис В.К., Архипов В.С. Микроэлементный состав торфов // Поиски и разведка месторождений полезных ископаемых Сибири. Материалы конференции. Томск, Изд-во ТПУ, 2000, с. 212—219.

Бернатонис В.К., Архипов В.С., Здвизжов М.А., Прейс Ю.И., Тихомирова Н.О. Геохимия растений и торфов Большого Васюганского болота. Большое Васюганское болото. Современное состояние и процессы развития / Ред. М.В. Кабанов. Томск, Изд-во Института оптики атмосферы СО РАН, 2002, с. 204—215.

Бобров В.А., Леонова Г.А., Федорин М.А., Кривоногов С.К., Бычинский В.А., Краснобаев В.А. Элементный состав органогенных осадков озера Очки (Прибайкалье), сформировавшихся в голоцене // Успехи органической геохимии / Материалы конференции. Новосибирск, Изд-во ИНГ СО РАН, 2010, с. 40—44.

Бобров В.А., Богуш А.А., Леонова Г.А., Краснобаев В.А., Аношин Г.Н. Аномальные проявления концентраций цинка и меди в торфянике верхового болота Южного Прибайкалья // ДАН, 2011, т. 439, № 6, с. 784—788.

Болиховская Н.С. Эволюция лессово-почвенной формации Северной Евразии. М., Изд-во Моск. ун-та, 1995, 270 с.

Виноградов А.П. Закономерности распределения химических элементов в земной коре // Геохимия, 1956, № 1, с. 6—52.

Виноградов А.П. Геохимия редких и рассеянных химических элементов в почвах. М., Изд-во АН СССР, 1957, 237 с.

Виноградов А.П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных пород земной коры // Геохимия, 1962, № 7, с. 555—571.

Добровольский В.В. География микроэлементов. Глобальное рассеяние. М., Мысль, 1983, 271 с.

Добродеев О.П. Особенности биогеохимии тяжелых металлов верховых болот // Природные и антропогенно измененные биогеохимические циклы. Труды биогеохимической лаборатории. М., Наука, 1990, т. 21, с. 53—61.

Езупенок Е.Э. Макро- и микроэлементный состав торфов южно-таежной подзоны Западной Сибири // Химия растительного сырья, 2003, № 3, с. 21—28.

Карпов И.К., Чудненко К.В., Бычинский В.А. Программное средство расчета химических равновесий минимизацией термодинамических потенциалов: краткая инструкция к программному продукту «Селектор-С». Иркутск, 1997, 105 с.

Карякин А.В., Грибовская И.Ф. Эмиссионный спектральный анализ объектов биосферы. М., Наука, 1979, 208 с.

Кинд Н.В. Геохронология позднего антропогена по изотопным данным. М., Наука, 1974, 254 с.

Кислов Е.В. Геологическое строение. Байкал: природа и люди / Ред. А.К. Тулохонов. Улан-Удэ, Изд-во БНЦ СО РАН «ЭКОС», 2009, с. 194—198.

Климин М.А., Сиротский С.Е. Распределение фотосинтетических пигментов в профиле торфяных отложений как отражение колебаний климата в голоцене // Биогеохимические и геоэкологические процессы в экосистемах. Вып. 15. Владивосток, Дальнаука, 2005, с. 237—248.

Климин М.А., Сиротский С.Е. Фотосинтетические пигменты в торфяных голоценовых отложениях Нижнего Приамурья // Чтения памяти Владимира Яковлевича Леванидова. Вып. 6. Владивосток, Дальнаука, 2014, с. 311—315.

Климин М.А., Орлова Л.А., Базарова В.Б. Искажения радиоуглеродных датировок в торфяных отложениях: одна из причин. Изучение глобальных изменений на Дальнем Востоке. Владивосток, Дальнаука, 2007, с. 46—50.

Климин М.А., Сиротский С.Е., Копотева Т.А. Пигментные характеристики торфяных отложений различного генезиса Нижнего Приамурья // Биогеохимия и гидроэкология наземных и водных экосистем. Вып. 20. Хабаровск, Изд-во ИВЭП ДВО РАН, 2013, с. 157—166.

Леонова Г.А., Бобров В.А., Кривоногов С.К., Богуш А.А., Бычинский В.А., Мальцев А.Е., Аношин Г.Н. Биогеохимические особенности формирования сапропеля в бессточных озерах Прибайкалья (на примере озера Очки) // Геология и геофизика, 2015, т. 56 (6), с. 949—969.

Лукашев К.И. Геология четвертичного периода. Минск, Высшая школа, 1971, 397 с.

Межибор А.М. Экогеохимия элементов-примесей в верховых торфах Томской области: Автореф. дис. ... к. г.-м. н. Томск, ТПУ, 2009, 21 с.

Микишин Ю.А., Гвоздева И.Г. Развитие природы юго-восточной части острова Сахалин в голоцене. Владивосток, Изд-во Дальневосточного ун-та, 1996, 130 с.

- Московченко Д.В.** Биогеохимические особенности верховых болот Западной Сибири // География и природные ресурсы, 2006, № 1, с. 63—70.
- Нейштадт М.И.** История лесов и палеогеография СССР в голоцене. М., АН СССР, 1957, 402 с.
- Пьявченко Н.И.** О типах болот и торфа в болотоведении // Основные принципы изучения болотных биогеоценозов. Л., Наука, 1972, с. 54—60.
- Рихванов Л.П.** Общие и региональные проблемы радиоэкологии. Томск, Изд-во ТПУ, 1997, 384 с.
- Флора** и фауна водоемов и водотоков Байкальского заповедника / Под ред. Т.М. Корнеевой, О.Т. Русенек. Вып. 92. М., 2001, 82 с.
- Ходжер Т.В.** Исследование состава атмосферных выпадений и их воздействия на экосистемы Байкальской природной территории: Автореф. дис. ... д.г.н. М., 2005, 44 с.
- Хотинский Н.А.** Голоцен Северной Евразии. М., Наука, 1977, 199 с.
- Хотинский Н.А.** Радиоуглеродная хронология и корреляция природных и антропогенных рубежей голоцена. Новые данные по геохронологии четвертичного периода. М., Наука, 1987, с. 39—45.
- Чудненко К.В.** Термодинамическое моделирование геохимии: теория, алгоритмы, программное обеспечение, приложение / Ред. В.Н. Шарапов. Новосибирск, Академ. изд-во «Гео», 2010, 283 с.
- Языков Е.Г.** Экогеохимия урбанизированных территорий юга Западной Сибири: Автореф. дис. ... д.г.-м.н. Томск, 2006, 36 с.
- Brown W.V., Mollenhauer H., Johnson C.** An electron microscope study of silver nitrate reduction in leaf cells // Am. J. Bot., 1962, v. 49, № 1, p. 57—63.
- De Vleeschouwer F., Gerard L., Goormaghtigh C., Mattielli N., le Roux G., Fagel N.** Atmospheric lead and heavy metal pollution records from a Belgian peat bog spanning the last two millenia: Human impact on a regional to global scale // Sci. Total Environ., 2007, v. 377, p. 282—295.
- Gondar D., Lopez R., Fiol S., Antelo J.M., Arce F.** Characterization and acid-base properties of fulvic and humic acids isolated from two horizons of an ombrotrophic peat bog // Geoderma, 2005, v. 126, p. 367—374.
- Li Y.H.** Distribution patterns of the elements in the ocean: a synthesis // Geochim. Cosmochim. Acta, 1991, v. 55, № 11, p. 3223—3240.
- Orru H., Orru M.** Sources and distribution of trace elements in Estonian peat // Global Planet. Change, 2006, v. 53, p. 249—258.
- Shotyk W.** The chronology of anthropogenic, atmospheric Pb deposition recorded by peat cores in three minerogenic peat deposits from Switzerland // Sci. Total Environ., 2002, v. 292, p. 19—31.
- Shotyk W., Weiss D., Appleby P.G., Cheburkin A.K., Frei R., Gloor M., Kramers J.D., Reese S., van der Knaap W.O.** History of atmospheric lead deposition since 12,370 ¹⁴C yr BP recorded in a peat bog profile, Jura Mountains, Switzerland // Science, 1998, v. 281, p. 1635—1640.
- Shotyk W., Weiss D., Kramer J.D., Frei R., Cheburkin A.K., Gloor M., Reese S.** Geochemistry of the peat bog at Etang de la Gruere, Jura Mountains, Switzerland, and its record of atmospheric Pb and lithogenic trace metals (Sc, Ti, Y, Zr, and REE) since 12 370 ¹⁴C yr BP // Geochim. Cosmochim. Acta, 2001, v. 65, № 14, p. 2337—2360.
- Silamikele I., Klavins M., Nikodemus O.** Major and trace element distribution in the peat from ombrotrophic bogs in Latvia // J. Environ. Sci. Health. Part A. Toxic/Hazard. Subst. Environ. Eng., 2011, v. 46, № 7, p. 805—812.
- Taylor S.R.** Abundance of chemical elements in the continental crust; a new table // Geochim. Cosmochim. Acta, 1964, v. 28, № 8, p. 1273—1285.
- Wedepohl K.H.** The composition of the continental crust // Geochim Cosmochim Acta, 1995, v. 59, p. 1217—1232.
- Wiersma G.B., Davidson C.J.** Trace metals in the atmosphere of remote areas // Adv. Environ. Sci. Technol., 1986, v. 17, p. 201—266.
- Zaccone C., Miano T.M., Shotyk W.** Qualitative comparison between raw peat and related humic acids in an ombrotrophic bog profile // Org. Geochem., 2007, № 38, p. 15—160.
- Zaccone C., Cocozza C., Cheburkin A.K., Shotyk W., Miano T.M.** Distribution of As, Cr, Ni, Rb, Ti and Zr between peat and its humic fraction along an undisturbed ombrotrophic bog profile (NW, Switzerland) // Appl. Geochem., 2008, № 23, p. 25—33.
- Zaccone C., Soler-Rovira P., Plaza C., Cocozza C., Miano T.M.** Variability in As, Ca, Cr, K, Mn, Sr, and Ti concentrations among humic acids isolated from peat using NaOH, Na₄P₂O₇ and NaOH+Na₄P₂O₇ solutions / J. Hazard. Mater., 2009, v. 167, № 1/3, p. 987—994.