

ПАЛЕОКЛИМАТ

УДК (551.583.7:551.782/79(283.256.341))

ОТКЛИК ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ АНГАРО-ЛЕНСКОГО ПЛАТО
НА ГЛОБАЛЬНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА В ГОЛОЦЕНЕ

Е.В. Безрукова^{1,2}, А.В. Белов³, П.П. Летунова^{1,2}, Н.В. Кулагина⁴

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

² Институт археологии и этнографии СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Лаврентьева, 17, Россия

³ Институт географии им. Б.П. Сочавы СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Улан-Баторская, 1, Россия

⁴ Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия

Выявлены закономерности и особенности отклика региональных ландшафтов Ангаро-Ленского плато на вариации глобальной климатической системы в голоцене. Для этого впервые было проведено комплексное изучение четырех торфяников с территории плато, являющихся важным звеном для понимания динамики природной среды всего Байкальского региона. Возрастные модели полученных записей обеспечены шестнадцатью радиоуглеродными датами. Для выявления возможных причин изменения ландшафтно-климатических условий Ангаро-Ленского плато в контексте изменений глобальной климатической системы в прошлом использована пространственно-временная корреляция палинологических показателей с трендом записей $\delta^{18}\text{O}$ из глобальных стратотипов. В результате проведенных исследований выявлена значительная изменчивость регионального отклика природной среды плато в среднем—позднем голоцене на вариации глобального климата. Более того, показано, что установленные интервалы реорганизации природы региона происходили в квазитысячелетнем масштабе, подчиняясь перестройке глобальной системы. Однако не все изученные районы Ангаро-Ленского плато отвечали синхронно или аналогично на глобальные изменения природной среды, что подчеркивает сложность региональных проявлений климата голоцена и делает необходимым получение палеогеографических данных из более широкого в географическом плане набора природных территорий.

Пыльцевой анализ, торфяные отложения, голоцен, динамика регионального климата и ландшафтов, межрегиональная корреляция, Ангаро-Ленское плато.

THE RESPONSE OF THE ENVIRONMENT OF THE ANGARA–LENA PLATEAU
TO GLOBAL CLIMATE CHANGE IN THE HOLOCENE

E.V. Bezrukova, A.V. Belov, P.P. Letunova, and N.V. Kulagina

The paper is focused on the regularities and character of the response of the regional landscapes of the Angara–Lena Plateau to variations in the global climate system during the Holocene. They were revealed by integrated studies of four peat bogs of the plateau — an important area for the understanding of the environmental dynamics in the entire Baikal region. Age models for the records obtained were provided by 16 radiocarbon dates. A spatiotemporal correlation of spore–pollen characteristics with the trend of $\delta^{18}\text{O}$ records from global stratotypes was used to find out the possible causes of changes in the landscape conditions and climate of the Angara–Lena Plateau in the context of past changes in the global climate system. The plateau environment showed a dramatically varying response to global climate variations in the Middle–Late Holocene. Moreover, the observed intervals of reorganization in the regional environment took place in a quasi-millennial regime, in accordance with global climate rearrangement. However, not all the studied regions of the Angara–Lena Plateau made a synchronous or analogous response to global environment change. This emphasizes the complicated character of regional climate manifestations in the Holocene and necessitates the use of paleogeographical data from a wider range of territories.

Pollen analysis, peat deposits, Holocene, dynamics of regional climate and landscapes, interregional correlation, Angara–Lena Plateau

ВВЕДЕНИЕ И ПОСТАНОВКА ПРОБЛЕМЫ

Исследования последних десятилетий выявили значительную нестабильность климата современного межледникового периода — голоцена. Интервалы изменения природной среды голоцена и их возрастные границы определены в записях изменения климата из различных природных архивов, часть из которых получила статус глобальных стратотипов голоцена [Bond et al., 2001; Wang et al., 2005; Svensson et al., 2008]. В традиционной европейской схеме голоцена Блитта—Сернандера выделены пять стадий (тыс. л.н.) изменения климата: пребореал (11.5—10.5), бореал (10.5—7.8), атлантик (7.8—5.7), суббореал (5.7—2.6), субатлантик (2.6—современность) [Roberts, 1998]. Однако в настоящее время ученые предпочитают оперировать трехчленным делением природной среды голоцена, выделяя ранний (11.7—8.0 тыс. л.н.), средний (8.0—2.5 тыс. л.н.) и поздний (последние 2.5 тыс. л.) [Roberts, 1998]. Оптимум голоцена в различных регионах Северного полушария имел место (10)9—(7)6 тыс. л.н. [Roberts, 1998]. Похолодание климата, начавшееся 6000—4000 л.н., рассматривается как начало неогляциального периода голоцена [Crockford, Frederick, 2007]. Климатические вариации на рубеже около 7—6 тыс. л.н. привели к глубоким изменениям растительности в глобальном масштабе. Это отчетливо видно в палинологических записях из отложений Западных Альп [Fauvart et al., 2012], Испании [Jiménez-Moreno, Anderson, 2012], Монголии [Fukumoto et al., 2012], Китая [Chen et al., 2013] и ряда других регионов. В постоптимальное время голоцена ледниковые щиты, вызывавшие глубокие изменения природно-климатической системы Земли в последний ледниковый период, сократились до современных размеров [Dyke, Prest, 1987]. Уровень Мирового океана тоже достиг современных отметок около 6 тыс. л.н. и с тех пор колебался незначительно [Horton et al., 2007]. Однако синтез более 50 глобально распространенных палеоклиматических записей из обоих полушарий свидетельствует о пяти периодах значительных изменений климата и в постоптимальное время: 6.0—5.3, 4.2—3.8, 3.2—2.4, 1.2—1.0, 0.60—0.15 тыс. л.н. [Mayewski et al., 2004].

Анализ палиностратиграфических данных для Прибайкалья позволил выделить в голоцене три крупных периода изменения климата и растительности: 11.7—9.5 тыс. л.н. с низким атмосферным увлажнением, более низкими, чем современные, средними температурами зимних и летних сезонов и преобладанием лесотундровых ландшафтов; 9.5—6.5 тыс. л.н. — наиболее благоприятный для развития темнохвойной пихтовой тайги с максимально высокой за весь голоцен среднегодовой суммой атмосферных осадков и самой высокой средней температурой зимних сезонов; 6.5 тыс. л.н. — наши дни, когда значения всех перечисленных параметров климата снизились по сравнению с предыдущим периодом, а в растительности региона стали преобладать светлохвойные леса [Demske et al., 2005; Tarasov et al., 2007, 2009; Bezrukova et al., 2010].

Для проверки этой периодичности голоцена Байкальского региона необходимо было получить биостратиграфические данные с других его крупных районов. Одним из таких важных районов рассматривается Ангаро-Ленское плато, которое занимает основную часть Предбайкалья и является основным структурно-морфологическим элементом его рельефа. Этот регион является ключевым в понимании развития природной среды Байкальского региона в силу того, что здесь преобладают коренные бореальные таежные ландшафты. Они, находясь на пути западных влагонесущих воздушных масс, удерживают значительную часть влаги, снижая количество атмосферных осадков в Прибайкалье, обеспечивая формирование водных ресурсов Предбайкальского прогиба. Ландшафты Ангаро-Ленского плато существуют на многолетней мерзлоте, что делает их восприимчивыми к изменениям климата. Между тем изменение природно-климатических условий этого региона до настоящего времени оставалось практически неизвестным. Выявление закономерностей и особенностей реакции ландшафтов и климата плато на изменчивость регионального климата, обусловленную перестройками глобальной климатической системы в голоцене, стало целью настоящего исследования. Для ее реализации впервые было проведено комплексное изучение торфяников этого региона.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Юго-восточная часть Ангаро-Ленского плато. Урочище Хындыркул находится в южной части плато (рис. 1) в верхнем течении долины р. Илга, левого притока р. Лена (53°30'45.15" с.ш., 104°48'51.76" в.д.). Район характеризуется редкоостровным распространением мерзлых пород, заболоченностью, развитием многолетних и сезонных бугров пучения. Климат района резко-континентальный. По данным метеостанции Баяндай, средняя температура января составляет –22.9 °С, средняя температура июля +16.8 °С, среднегодовая сумма атмосферных осадков около 350 мм. В современном растительном покрове района преобладают леса из сосны *Pinus sylvestris*, лиственницы *Larix* sp., березы *Betula sect. Albae*, часть из которых является производными на месте темнохвойной тайги. Темнохвойные леса с кедром *Pinus sibirica*, елью *Picea obovata*, реже с пихтой *Abies sibirica* занимают незначительные площади. Локальная растительность самого торфяного бугра представлена березняком разнотравным, а

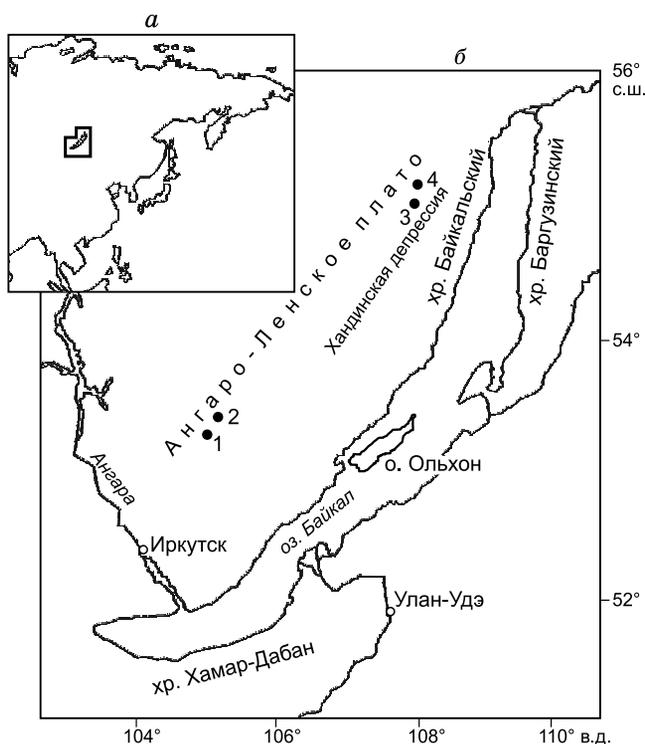


Рис. 1. Картограмма, показывающая положение Северной Азии и Байкальского региона (а), расположение районов исследования (б).

Места нахождения районов исследования обозначены черными кружками: 1 — урочище Хындыркул, 2 — урочище Долина Озер, 3 — торфяник Ханда-1, 4 — торфяник Ханда-2.

поверхность болота покрыта осоково-злаковыми сообществами с березкой кустарниковой *Betula sect. Nanae*.

Урочище Долина Озер (см. рис. 1) располагается в 5 км к северу от торфяника Хындыркул ($53^{\circ}30'43.47''$ с.ш., $104^{\circ}48'35.68''$ в.д.). Климат и растительность этого района практически аналогичны с урочищем Хындыркул.

Северо-восточная часть Ангаро-Ленского плато. В этом районе изучены два торфяника на правом берегу в верховье р. Ханда, левого притока р. Киренга. Разрез Ханда-1 ($55^{\circ}44'30.60''$ с.ш., $106^{\circ}58'0.38''$ в.д.) получен с первой надпойменной террасы, где река подмывает торфяник. Разрез Ханда-2 ($55^{\circ}59'50.60''$ с.ш., $106^{\circ}59'40.38''$ в.д.) находится на высокой пойме

реки в 7 км к северу от первого торфяника. Изученные торфяники располагаются в Хандинской котловине, представляющей собой впадину с превышением бортов над дном до 250 м. Климат территории резко-континентальный, с холодной и продолжительной зимой и коротким, теплым летом. Температурные инверсии зимой приводят к понижению температур до $-45...-50^{\circ}\text{C}$, обуславливая здесь существование многолетней мерзлоты. По данным ближайшей метеостанции Даван, средняя температура января составляет -26.1°C , средняя температура июля $+14.2^{\circ}\text{C}$, среднегодовая сумма атмосферных осадков изменяется от 300 до 400 мм [Байкал..., 1993].

Растительность бортов и днища котловины резко различается. На западном склоне доминируют елово-кедровые леса с лиственницей, на восточном — кедрово-лиственничные и сосново-лиственничные с березкой кустарниковой. Значительные площади коренных лесов на бортах котловины уничтожены пожарами и замещены лиственницей и березой. В самой котловине развиты угнетенные лиственничные леса. Здесь же на песчаных отложениях встречаются сосновые леса. Растительность поверхности обоих торфяников аналогична и представлена лиственничным редколесьем с березкой кустарниковой, осокой *Suregaseae*, сфагновым мхом *Sphagnum* sp.

Отбор образцов. Торфяник в урочище Хындыркул был пробурен с использованием пробоотборника марки Инсторф. Остальные три торфяника были опробованы в полевых условиях, когда из зачищенного естественного обнажения непрерывно вырезались монолиты торфа размерами $5 \times 5 \times 5$ см.

Радиоуглеродное датирование. Возрастные модели торфяных профилей базируются на шестнадцати радиоуглеродных датах (таблица). Значения радиоуглеродного возраста были пересчитаны в календарные с использованием пакета программ CalPal [Danzeglocke et al., 2013]. Далее в статье используются калиброванные значения. Между датированными слоями рассчитаны скорости аккумуляции торфа (см. таблицу). Возраст палинологических зон рассчитан методом линейной интерполяции между датированными уровнями.

Палинологический анализ образцов проводился в Институте геохимии СО РАН (г. Иркутск). В керне торфяника Хындыркул отобран каждый 5-й см, в разрезе Долина Озер — каждый 10-й см, в разрезе Ханда-1 — каждый 5-й см, а в разрезе Ханда-2 — каждый 2-й см. При построении спорово-пыльцевых диаграмм процентное содержание индивидуальных пыльцевых таксонов из каждого образца рассчитывалось от общего количества пыльцы, принятой за 100%. Процентное содержание спор вычислялось от суммы всех подсчитанных зерен пыльцы и спор.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

Торфяник Хындыркул. Его мощность составляет 230 см. Нижний слой (230—190 см) сформирован темно-коричневым, хорошо разложившимся торфом, выше которого (190—134 см) залегает еще

Разрез	Глубина датированного слоя от поверхности разреза, см	14С дата, годы от 1950 г.	Калиброванный возраст, годы до настоящего времени	Скорости аккумуляции отложений, мм/год
Хындыркул	80	1115 ± 100	1057 ± 106	0.7
	122	2300 ± 105	2346 ± 162	0.3
	184	3700 ± 120	4066 ± 168	0.4
	214	4530 ± 120	5190 ± 185	0.3
Долина Озер	20	565 ± 35	588 ± 41	0.4
	40	1065 ± 45	994 ± 47	0.5
	70	1315 ± 65	1232 ± 58	1.3
Ханда-1	10	130 ± 40	140 ± 101	0.7
	70	1870 ± 120	1804 ± 144	0.4
	123	2800 ± 120	2965 ± 148	0.5
	145	3450 ± 80	3722 ± 102	0.3
	190	4080 ± 90	4621 ± 147	0.5
	228	5230 ± 130	6007 ± 163	0.3
Ханда-2	10	260 ± 45	302 ± 114	0.3
	60	2115 ± 65	2133 ± 114	0.3
	112	2915 ± 55	3074 ± 87	0.65

более темный, разной степени разложения торф. На глубине 134—20 см преобладает темно-коричневый торф высокой степени разложения. Верхний 20-сантиметровый слой пронизан корнями современных кустарников и трав. Результаты датирования с учетом скоростей осадконакопления позволяют оценить возраст основания торфа в 6300 лет. Среднее временное разрешение палинологической записи составляет 170 лет. Спорово-пыльцевая диаграмма торфяника Хындыркул разделена на три локальные пыльцевые зоны и две подзоны — Хдр-3, Хдр -2, Хдр-1б и Хдр-1а (рис. 2). Нижняя зона Хдр-3 (230—203 см, ~ 6300—5000 л.н.) характеризуется господством пыльцы древесных растений, близкими значениями обилия пыльцы сосны и кедра, высоким содержанием пыльцы ели, максимумом пыльцы березы и пыльцы ксеромезофитного разнотравья — полыней *Artemisia*, лютиковых *Ranunculaceae* и розоцветных *Rosaceae*. Спорово-пыльцевые спектры (СПС) зоны Хдр-2 (203—120 см, ~ 5000—2300 л.н.) отражают повышение содержания пыльцы трав, особенно осок и злаков *Poaceae*. Относительное обилие пыльцы пихты, лиственницы также заметно увеличилось по сравнению с предыдущей зоной. Пыльца ксероме-

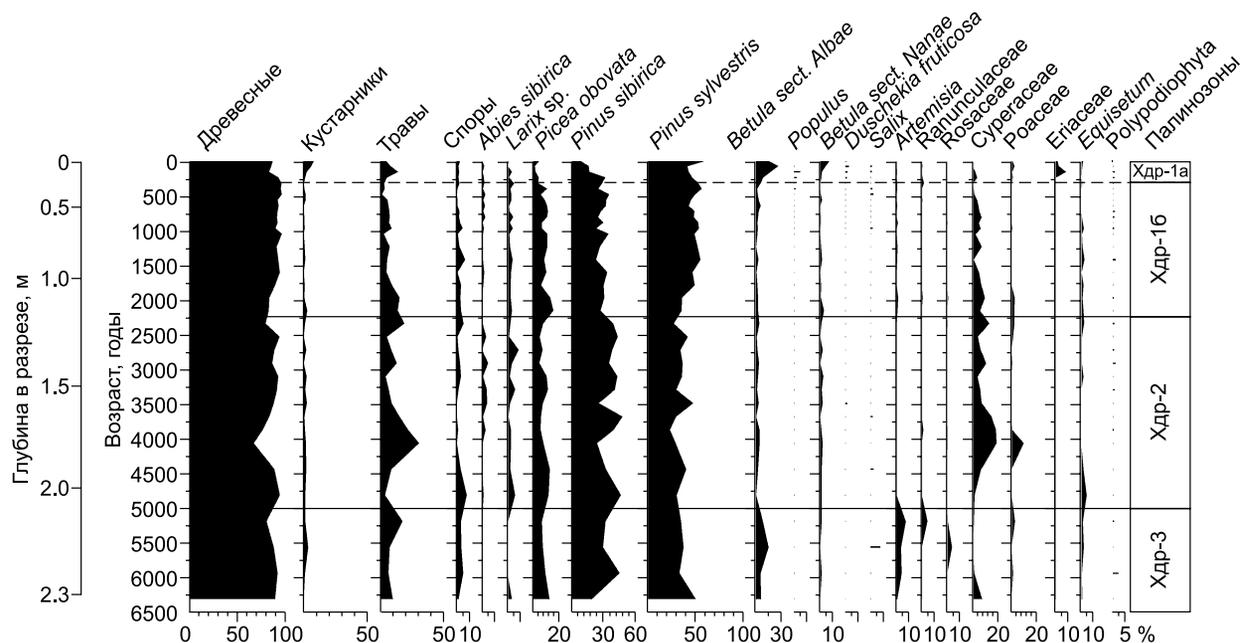


Рис. 2. Спорово-пыльцевая диаграмма торфяника в урочище Хындыркул.

Таксоны, содержание пыльцы которых не превышает 5 %, показаны гистограммами без вертикальной оси.

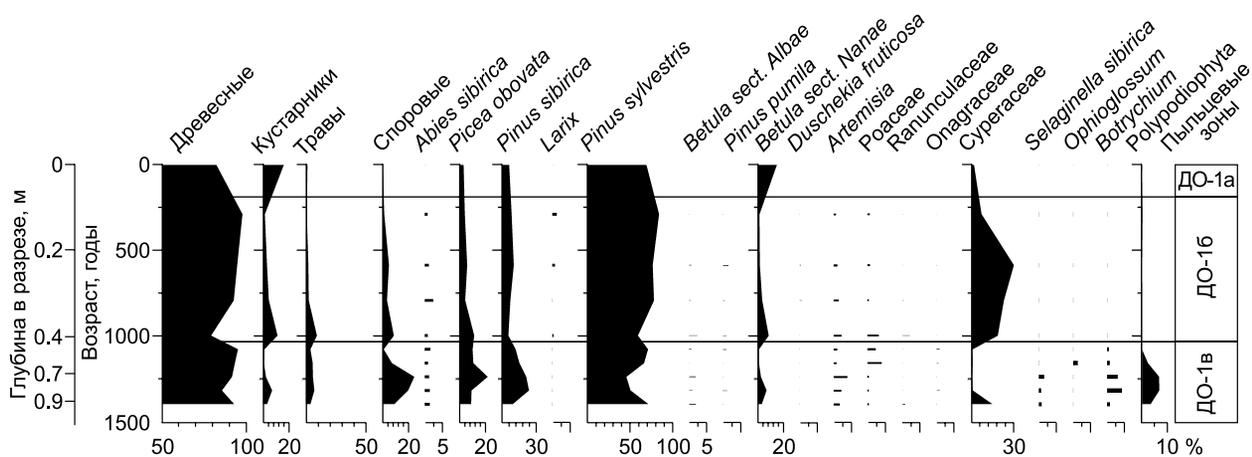


Рис. 3. Спорово-пыльцевая диаграмма торфяника в урочище Долина Озер.

зофитного разнотравья почти исчезла из СПС зоны Хдр-2. В СПС подзоны Хдр-1б (120—23 см, ~ 2300—300 л.н.) существенно повысилось обилие пыльцы сосны и ели, снизилась доля пыльцы пихты и осок. В СПС подзоны Хдр-1а (23—0 см, ~ 300 л.н.—современность) значительно увеличилось процентное содержание пыльцы березы древовидной, березки кустарниковой, ивы *Salix* sp., душишки *Duschekia fruticosa* и вересковых кустарничков *Ericaceae*.

Относительно низкая скорость аккумуляции отложений в разрезе Хындыркул на глубине 230—203 см (~ 6300—5000 л.н.) (см. таблицу), высокая степень разложения торфа, максимум содержания пыльцы ксеромезофитного разнотравья позволяют предполагать существование неблагоприятных условий для аккумуляции торфа при недостаточно влажном климате. Повышение скоростей накопления вышележащего слоя около 5000—2300 л.н., появление пыльцы пихты могло означать наступление более влажного и менее континентального климата и расширение темнохвойных лесов. Повышение обилия пыльцы сосны, сокращение пыльцы пихты и осок могло означать ухудшение условий накопления торфа при снижении влагообеспеченности и усилении континентальности климата ~ 2300—1000 л.н.

Высокие скорости накопления отложений позднее 1000 л.н. отражают существование влажного и прохладного климата, благоприятного для аккумуляции торфа. Повышение доли пыльцы березы, кустарников и верескоцветных кустарничков в последние несколько сотен лет могло произойти из-за нарушения коренной растительности пожарами. Последние могли привести к развитию многолетней мерзлоты, переходу болот в олиготрофное состояние.

Торфяник Долина Озер. Общая мощность вскрытого разреза составляет 90 см. Нижний слой (0—40 см) представлен иловатыми аллювиально-делювиальными отложениями, на которых залегает 40-сантиметровый слой торфа. Торф в интервале 40—15 см темно-коричневый, высокой степени разложения. Верхние 15 см представлены более светлым торфом средней степени разложения, с корнями современных кустарников и трав.

Возрастная модель разреза определяет возраст основания торфяной толщи в 994 ± 47 лет. Экстраполяция скорости осадконакопления до основания разреза позволяет предполагать, что возраст основания аллювиально-делювиальной толщи составляет около 1400 лет. Среднее временное разрешение палинологической записи составляет 150 лет. На спорово-пыльцевой диаграмме торфяника выделена одна пыльцевая зона с тремя подзонами, обозначенными как ДО-1в — ДО-1а (рис. 3).

В СПС подзоны ДО-1в (90—40 см, около 1400—1000 л.н.) преобладает пыльца сосны, кедра и ели. Есть пыльца пихты, лиственницы. В заметном количестве присутствуют споры папоротников, среди которых выделяются споры гроздовника (*Botrychium virginianum*-type) и плаунка плауновидного (*Selaginella selaginoides*). В СПС подзоны ДО-1б (40—5 см, 1000—150 л.н.) господствует пыльца сосны и осок. В СПС подзоны ДО-1а (5—0 см, 150—0 л.н.) повысилось содержание пыльцы кустарниковых березок, понизилось — пыльцы осок.

Господство пыльцы древесных растений в СПС нижней подзоны ДО-1в указывает на преобладание лесной растительности вблизи торфяника около 1400—1000 л.н. При этом максимальные значения пыльцы пихты, ели, кедра и спор папоротников *Polypodiophyta* позволяют реконструировать значительное участие темнохвойных лесов в условиях влажного, умеренно континентального климата. Подтверждением этому может служить самая высокая скорость формирования отложений.

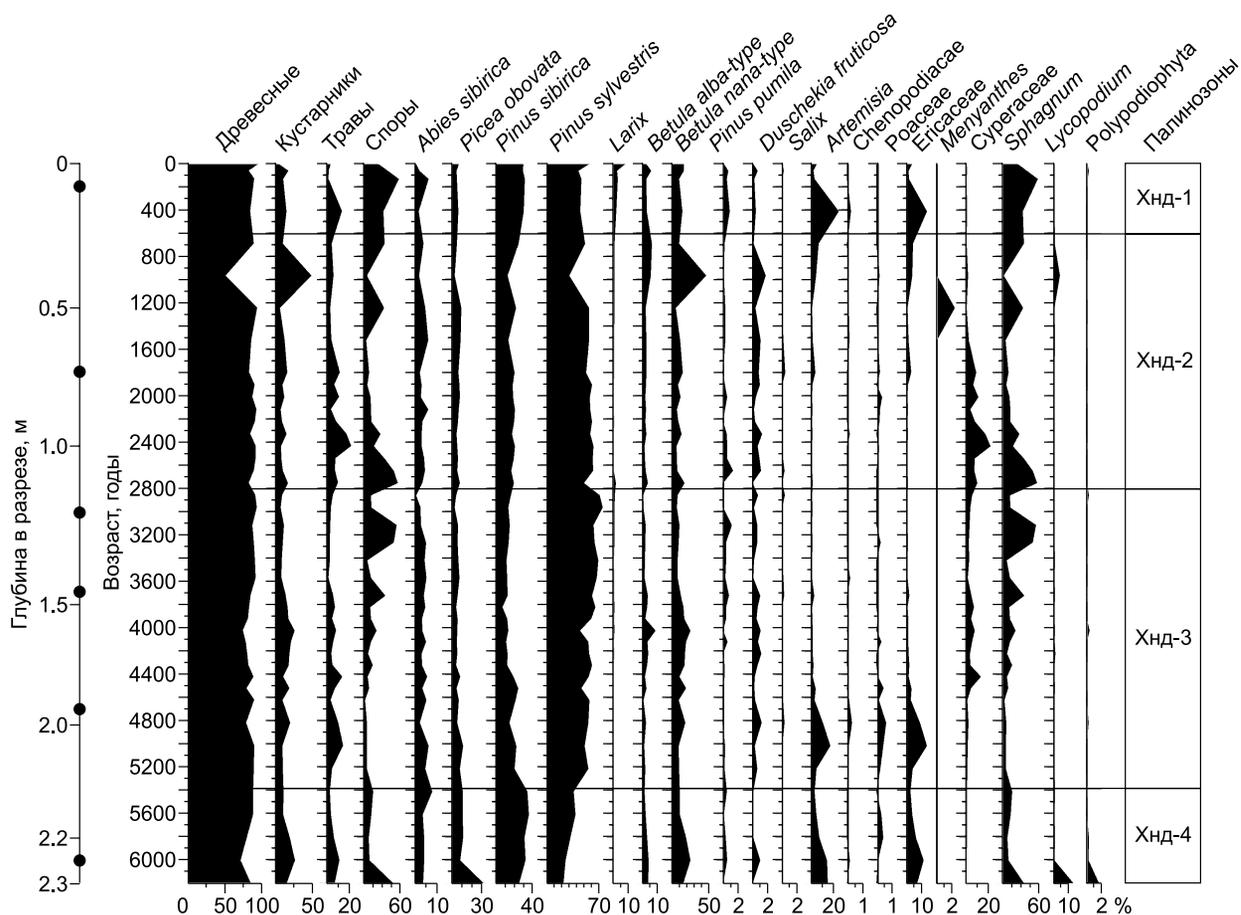


Рис. 4. Спорво-пыльцевая диаграмма торфяника Ханда-1.

Сокращение темнохвойных лесных сообществ и расширение светлохвойных из лиственницы и сосны произошло около 1000—150 л.н. Учитывая высокие аэродинамические свойства пыльцы последней и очень низкие пыльцы лиственницы, следует отметить, что лиственница могла играть более значительную роль в составе лесов, чем это отражено в СПС. Многократное повышение относительного обилия пыльцы осок свидетельствует о развитии в пойме реки низинного болота ~ 1000 л.н. Формирование болота, а значит застойного увлажнения, могло стать важной причиной сокращения темнохвойных группировок из ели и кедра.

В последние 150 лет расширились ерниковые ассоциации, характерные для долин мелких рек, подстилаемых мерзлыми грунтами. Многократное снижение обилия пыльцы осок позволяет предполагать развитие верхового болота с преимущественно атмосферным питанием.

Торфяник Ханда-1. Мощность разреза Ханда-1 составляет 232 см. В стратиграфическом разрезе нижние 5 см представлены светло-серым, голубоватым, мерзлым, заиленным, песчаным, речным аллювием. Верхние 227 см сформированы торфом разной степени разложения. Самый верхний слой в торфе (0—5 см) — опад из листочков и мха. На глубине 5—36 см залегает торф светло-буровато-коричневый, слаборазложившийся, с корнями в верхней части. Слой 36—80 см сложен светло-коричневым, средне-разложившимся плотным торфом. Слой 70—78 см — темно-коричневый, мерзлый, среднеразложившийся плотный торф. Интервал 80—160 см сложен темно-серо-бурым, мерзлым торфом, сильноразложившимся. Слой темно-серо-коричневого, мерзлого, сильноразложившегося торфа залегает на глубине 160—227 см. Контакт торфа с аллювием ровный, хорошо выраженный.

Возрастная модель показывает, что базальный слой торфа начал накапливаться около 6200 л. н. Среднее временное разрешение палинологической записи составляет 150 лет. На диаграмме торфяника Ханда-1 выделены четыре пыльцевые зоны — Хнд-1 — Хнд-4 (рис. 4).

В СПС зоны Хнд-4 (232—210 см, ~ 6200—5400 л.н.) господствует пыльца древесных растений, значения содержания пыльцы сосны и кедра близки. В основании зоны максимально обилие пыльцы ели, много пыльцы березки кустарниковой, вересковых. В СПС зоны Хнд-3 (210—115 см, ~ 5400—

2800 л.н.) по сравнению с предыдущей зоной снизилось содержания пыльцы ели, кедра и повысилось обилие пыльцы пихты, сосны.

Тенденция постепенного снижения обилия пыльцы сосны и повышения пыльцы кедра, кустарниковой березки наблюдается в СПС зоны Хнд-2 (115—25 см, ~ 2800—600 л.н.). Пыльца пихты и ели встречается постоянно в небольших количествах.

СПС зоны Хнд-1 (25—0 см, последние 600 л.н.) характеризуется существенным повышением относительного обилия пыльцы кедра, лиственницы и спор сфагновых мхов.

Постоянное господство в составе СПС отложений разреза Ханда-1 пыльцы древесных растений свидетельствует о существовании в этом районе лесной растительности на протяжении всего времени формирования торфяника. Однако для конца среднего голоцена (6200—5400 л.н.) было характерно господство темнохвойных лесов из ели, кедра с папоротниками и плаунами *Lycopodiaceae* в травяном покрове. Значительную часть локальной растительности составляли ерники, вересковые кустарнички, сфагновые мхи. Ель могла формировать долинные леса и входить в состав лесов Хандинской котловины. Резкое снижение роли ели позднее 6000 л.н. в лесной растительности Ангаро-Ленского плато совпадает со временем деградации еловой составляющей в лесах всего Байкальского региона [Bezrukova et al., 2005], свидетельствуя об общей причине этого явления.

Повышение содержания пыльцы сосны в СПС зоны Хнд-3 наряду со значительным снижением обилия пыльцы кедра и ели может свидетельствовать об усилении роли первой в составе лесной растительности района 5400—2800 л.н. В составе локальной растительности около 4800—3800 л.н. произошло расширение ерников. Максимумы спор сфагновых мхов ~ 3800—2800 л.н. и повышенные содержания пыльцы осок ~ 2800—1800 л.н. говорят об изменчивости гидрологического режима болота, его переходе в мезоолиготрофную стадию. В периоды повышения уровня воды на торфянике преобладали осоковые сообщества, характерные для эвтрофных болот.

Постепенное снижение значений обилия пыльцы сосны и, наоборот, повышения доли пыльцы кедра и ели в СПС, накопившихся около 2800—600 л.н., может свидетельствовать о некотором расширении темнохвойных лесов в северо-западной части Ангаро-Ленского плато. Состав СПС из отложений, накопившихся в последние примерно 600 лет, позволяет реконструировать продолжающееся расширение кедра и особенно лиственницы. В составе локальной растительности торфяника доминировали сфагновые мхи. Синхронные максимумы пыльцы полыни и вересковых кустарничков около 500 л.н. могли означать коротковременное изменение трофности торфяника.

Торфяник Ханда-2. Мощность разреза Ханда-2 составляет 112 см. Растительность на поверхности торфяника представлена лиственничным редколесьем с господством березки кустарниковой, багульника, осок и сфагновых мхов. Верхний слой в торфе (0—10 см) представлен опадом из листочков и мхом. Нижележащий слой 10—35 см сформирован буровато-коричневым торфом. Слой 35—80 см сложен темно-коричневым, среднеразложившимся торфом. Интервал 80—112 см представлен темно-серо-бурым, мерзлым торфом, хорошо разложившимся.

Возраст основания торфа составляет около 3200 лет. Среднее временное разрешение палинологической записи составляет 60 лет. На спорово-пыльцевой диаграмме торфяника выделена одна локальная пыльцевая зона с тремя подзонами — Хнд-2а — Хнд-2в (рис. 5).

СПС подзоны Хнд-2в (112—86 см, ~ 3200—2600 л.н.) характеризуются неустойчивыми значениями пыльцы древесных растений и самыми высокими спор сфагновых мхов и пыльцы осок. В группе древесных преобладает пыльца сосны и лиственницы. В СПС подзоны Хнд-2б (86—36 см, ~ 2600—1300 л.н.) повысились значения пыльцы сосны, ели, пихты и кедра по сравнению с предыдущей подзоной. Отличительной чертой СПС Хнд-2б стало появление и постоянное присутствие пыльцы кедрового стланика *Pinus pumila*. В травянистой части СПС из отложений, возраст которых составляет 2600—2400 л.н., отмечены максимумы пыльцы водно-болотных растений рода вахта *Menyanthes* и рдест *Potamogeton*. Тенденция постепенного снижения обилия пыльцы сосны, пихты и кедра и повышения пыльцы березы видна в СПС подзоны Хнд-2а (36—0 см, последние 1200 лет).

Условия природной среды были благоприятны для накопления нижнего темно-серо-бурого, мерзлого слоя ~ 3200—2600 л.н., что могло быть связано с развитием сфагнового болота. Распространение сфагновых мхов, удерживающих большое количество воды, обуславливает менее благоприятные условия для локальной древесной растительности и может объяснить снижение облесенности, которое видно в пониженном содержании пыльцы древесных растений в СПС (см. рис. 5).

В интервале времени 2600—1300 л.н. произошла серия коротковременных перестроек в локальной растительности, которые выразились в появлении водно-болотной растительности из вахты, рдеста и расширении осоковых сообществ 2600—2400 л.н. и развития кедрового стланика. Это свидетельствует о формировании бугристо-западинной структуры поверхности болота, где в обводненных западинах развивались сообщества водно-болотной растительности, а на буграх с мерзлотой — кедровый стланик. Позднее 2600 л.н. в растительности постепенно увеличилось значение ели, пихты, кедра, что было обус-

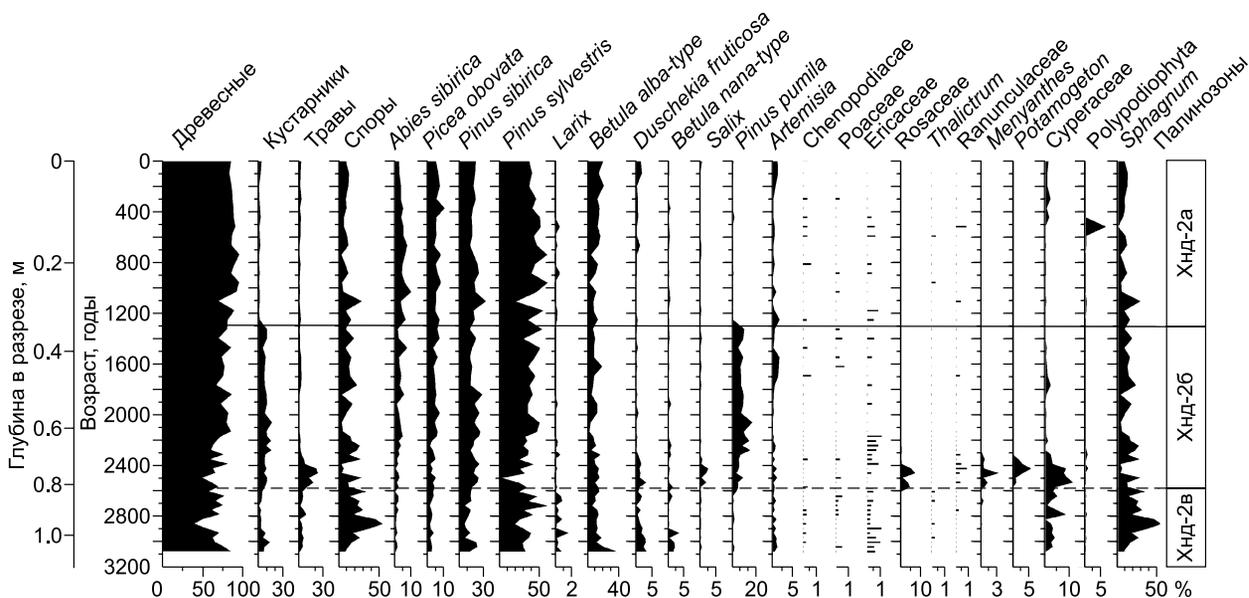


Рис. 5. Спорово-пыльцевая диаграмма торфяника Ханда-2.

ловлено потеплением климата. Около 1300 л.н. кедровый стланик практически исчез из состава локальной растительности. Пихта и кедр стали играть значительную роль в составе лесной растительности склонов Хандинской депрессии 1300—600 л.н., означая наступление более мягкого, чем в предыдущий интервал времени, климата. Усиление позиций кедра, ослабление значения пихты и сосны в составе региональной растительности позднее 600 л.н. могло быть следствием похолодания.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Как было показано выше, в составе современной растительности исследованных районов Ангаро-Ленского плато преобладают ландшафты с коренными бореальными лесами, существующими в суровых природных условиях с развитой многолетней мерзлотой. Известно, что их растительность очень чувствительна к изменениям природно-климатических условий. Для выявления возможных причин изменения растительности Ангаро-Ленского плато в контексте изменений глобальной климатической системы в прошлом было выбрано два палинологических показателя — относительное обилие пыльцы древесных растений и пыльцы темнохвойных древесных (рис. 6). Они рассматриваются как индексы относительных вариаций континентальности климата [Безрукова и др., 2012] и наглядно отражают сигнал изменения регионального климата голоцена. Выделенные вариации обоих показателей сравниваются с трендом записей $\delta^{18}\text{O}$ из глобальных стратотипов — Гренландского ледника [Svensson et al., 2008] и сталагмитов пещер Китая [Wang et al., 2005], а также с известными и глобально проявившимися резкими климатическими событиями голоцена [Mayewski et al., 2004]. Изменчивость относительного обилия пыльцы древесных растений позволяет предполагать довольно неустойчивое состояние лесной растительности в постоптимальное время голоцена на изученной территории. Так, в районе урочища Хындыркул отмечаются кратковременные эпизоды ее сокращения около 5.3, 4.0, 2.3, 1.0 тыс. л.н., совпадая по времени с проявлением глубоких глобальных похолоданий (см. рис. 6). В эти же интервалы несколько снижалось значение темнохвойных лесов, означая развитие в регионе более континентальных климатических условий. Похолодание Малого ледникового периода в урочище Хындыркул не нашло отчетливого выражения. В Долине Озер минимумы лесной растительности отмечены около 1.1 тыс. л.н. и в настоящее время, что позволяет соотнести первый минимум с глобальным похолоданием около 1.1—1.3 тыс. л.н. [Mayewski et al., 2004]. Постоянный тренд сокращения темнохвойных лесов в юго-восточной части Ангаро-Ленского плато может быть следствием комплекса причин. Одна из них — реакция на постепенное похолодание глобального климата, что хорошо видно в обеих глобальных записях $\delta^{18}\text{O}$ примерно с 6.5 тыс. л.н. (см. рис. 6). Другой причиной, накладывающейся на первую, могла стать возрастающая антропогенная нагрузка на ландшафты этой территории.

Пыльцевые записи из Хандинской котловины показывают, что постоптимальное ухудшение глобального климата 5.9—5.3 тыс. л.н. могло привести к сокращению темнохвойных лесов (см. рис. 5). При этом следующее похолодание около 3.2—2.4 тыс. л.н. способствовало началу постепенной тенден-

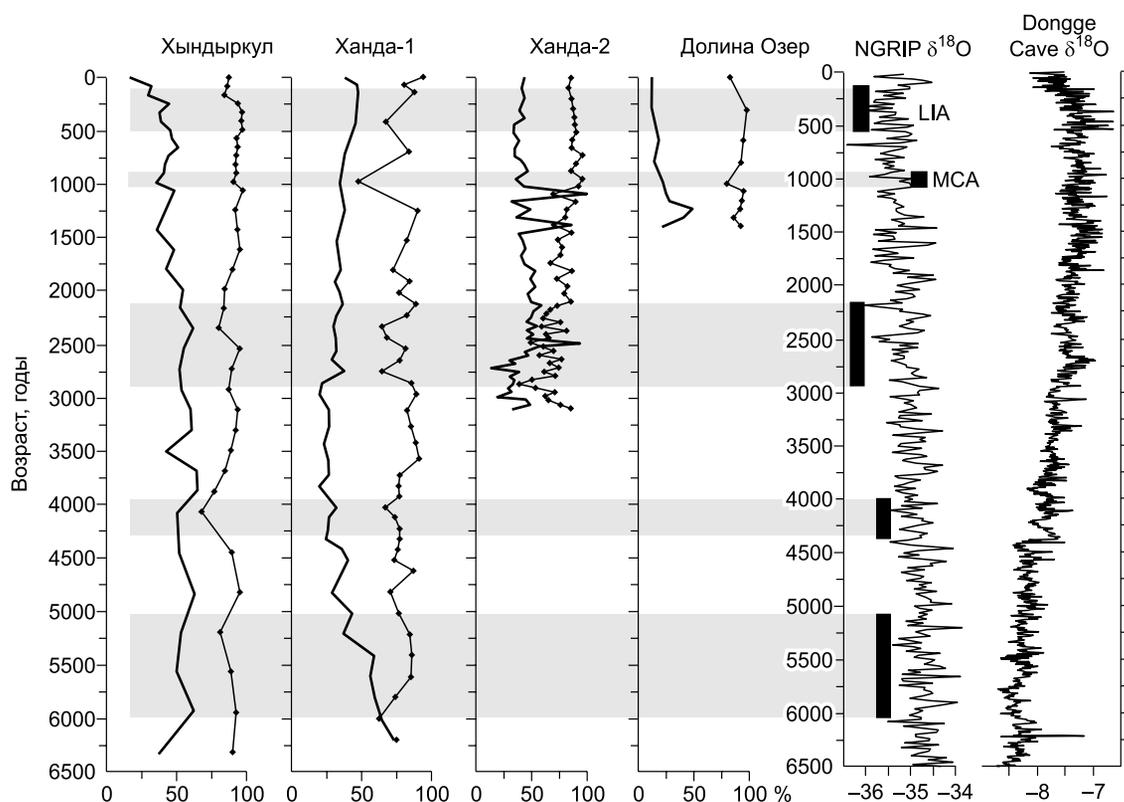


Рис. 6. Обобщенный рисунок вариаций обилия пыльцы всех древесных растений (линия с ромбами) и пыльцы темнохвойных древесных растений (сплошная ломаная линия) в сравнении в динамикой $\delta^{18}\text{O}$ из глобальных стратотипов — NGRIP (Гренландский ледник) [Svensson et al., 2008], сталагмитов Dongge Cave (пещера Донгге, Китай) [Wang et al., 2005] и глобальными климатическими похолоданиями за последние 6.5 тыс. лет (черные вертикальные прямоугольники) [Mayewski et al., 2004].

ции повышению роли темнохвойных лесов (см. рис. 5). Аналогичная ситуация характерна и для района Ханда-2 (см. рис. 6). Глобальные записи палеоклимата показывают, что степень активизации Сибирского антициклона 5.9—5.3 и 3.2—2.4 тыс. л.н. была близка, поэтому причины столь разного ответа региональной растительности северо-восточной части Ангаро-Ленского плато на глобальные похолодания остаются не совсем ясными. Однако интересно, что в Скандинавии эти два глобальных похолодания также оказали различное воздействие на ландшафты. Так, верхняя граница леса там повышалась около 6—5 тыс. л.н. одновременно с наступлением ледников, но обратная ситуация сложилась в похолодание 3.5—2.5 тыс. л.н. Причиной этого рассматривается разный уровень поступления солнечной радиации [Mayewski, 2004].

Ухудшение глобального климата 1.2—1.0 тыс. л.н. во всех изученных районах проявилось короткими эпизодами незначительного снижения роли лесной растительности и расширения площадей ерниковых сообществ (см. рис. 6). Малый ледниковый период также мог стать причиной еще одного короткого интервала изменения структуры растительности во всех исследованных районах, кроме урочища Хындыркул.

Последние 150 лет на планете отмечены повышением средней годовой температуры, но заметное усиление позиций лиственницы и ерниковых ассоциаций на Ангаро-Ленском плато в это же время, наоборот, свидетельствует об активизации многолетней мерзлоты в этом регионе. Вероятно, замедленная реакция холодных бореальных лесов на многолетней мерзлоте не позволяет им быстро ответить на современное потепление, свидетельствуя об их определенной эволюционной инертности.

Наиболее важным результатом проведенных исследований следует считать выявление изменчивости регионального отклика растительности и климата Ангаро-Ленского плато в среднем—позднем голоцене. Более того, установленные интервалы реорганизации природной среды региона происходили в квазитысячелетнем масштабе, подчиняясь перестройке глобального климата. Однако не все исследованные районы отвечали синхронно или аналогично на глобальные изменения природной среды, что

подчеркивает сложность региональных проявлений климата голоцена и делает необходимым получение палеогеографических данных из более широкого в географическом плане набора природных регионов.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты 12-05-00476, 13-05-00193), ВНАР, интеграционного проекта СО РАН № 53.

ЛИТЕРАТУРА

Байкал. Атлас / Ред. Г.И. Галазий. М., Федеральное агентство геодезии и картографии России, 1993, 160 с.

Безрукова Е.В., Андерсон Д.Д., Виньковская О.П., Харинский А.В., Кулагина Н.В. Изменение растительности и климата в котловине озера Большое Иняптукское (Северо-Байкальское нагорье) в голоцене // Археология, этнография и антропология Евразии, 2012, № 3 (51), с. 2—11.

Andreev A.A., Tarasov P.E., Plyashuk B.P., Plyashuk E.A., Cremer H., Hermichen W.-D., Wischer F., Hubberten H.-W. Holocene environmental history recorded in Lake Lyadhej-To sediments, Polar Urals, Russia // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 2005, v. 223, p. 181—203.

Bezrukova E.V., Abzaeva A.A., Letunova P.P., Kulagina N.V., Vershinin K.E., Belov A.V., Orlova L.A., Danko L.V. Post-glacial history of Siberian spruce (*Picea obovata*) in the Lake Baikal area and the significance of this species as paleo-environmental indicator // *Quatern. Int.*, 2005, v. 136, p. 18—32.

Bezrukova E., Tarasov P., Solovieva N., Krivonogov S., Riedel F. Last glacial—interglacial vegetation and environmental dynamics in southern Siberia: chronology, forcing and feedbacks // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 2010, v. 296, p. 185—198.

Bond G., Kromer B., Beer J., Muscheler R., Evans M.N., Showers W., Hoffmann S., Lotti-Bond R., Hajdas I., Bonani G. Persistent solar influence on north Atlantic climate during the Holocene // *Science*, 2001, v. 294, p. 2130—2136.

Chen F., Liu J., Xu Q., Li Yu., Chen J., Wei H., Liu Q., Wang Z., Cao X., Zhang Sh. Environmental magnetic studies of sediment cores from Gonghai Lake: implications for monsoon evolution in North China during the late glacial and Holocene // *J. Paleolimnol.*, 2013, v. 49, p. 447—464.

Crockford S.J., Frederick S.G. Sea ice expansion in the Bering Sea during the Neoglacial: evidence from archaeozoology // *The Holocene*, 2007, v. 17, p. 699—706.

Danzeglocke U., Joris O., Weninger B. CalPal-2007online. 2013, <http://www.calpal-online.de>.

Demske D., Heumann G., Granoszewski W., Nita M., Mamakowa K., Tarasov P., Oberhänsli H. Late glacial and Holocene vegetation and regional climate variability evidenced in high-resolution pollen records from Lake Baikal // *Global Planetary Change*, 2005, v. 46, p. 255—279.

Dyke A.S., Prest V.K. Late Wisconsinan and Holocene history of the Laurentide ice sheet // *Géographie Physique et Quaternaire*, 1987, v. 41, p. 237—263.

Fauvart N., Ali A.A., Terral J.-F., Roiron P., Blarquez O., Carcaillet C. Holocene upper tree-limits of *Pinus section sylvestris* in the Western Alps as evidenced from travertine archives // *Rev. Palaeobot. Palynol.*, 2012, v. 169, p. 96—102.

Fukumoto Y., Kashima K., Orkhonselenge A., Ganzorig U. Holocene environmental changes in northern Mongolia inferred from diatom and pollen records of peat sediment // *Quatern. Int.*, 2012, v. 254, p. 83—91.

Horton B.P., Culver S.J., Hardbattle M.I.J., Larcombe B., Milne G.A., Morigi C., Whittaker J.E., Woodroffe S. Reconstructing Holocene sea-level change for the Central Great Barrier Reef (Australia) using subtidal foraminifera // *J. Foramin. Res.*, 2007, v. 37, p. 48—63.

Jiménez-Moreno G., Anderson R.S. Holocene vegetation and climate change recorded in alpine bog sediments from the Borreguiles de la Virgen, Sierra Nevada, southern Spain // *Quatern. Res.*, 2012, v. 77, p. 44—53.

Mayewski P.A., Rohling E.E., Stager J.C., Karlen W., Maasch K.A., Meeker L.D., Meyerson E.A., Gasse F., van Kreveland Sh., Holmgren K., Lee-Thorp J., Rosqvist G., Rack F., Staubwasser M., Schneider R.R., Steig E.J. Holocene climate variability // *Quatern. Res.*, 2004, v. 62, p. 243—255.

Roberts N. The Holocene. An environmental history. Malden, Massachusetts, USA, Blackwell Publishers Inc., 1998, 316 p.

Svensson A., Andersen K.K., Bigler M., Clausen H.B., Dahl-Jensen D., Davies S.M., Johnsen S.J., Muscheler R., Parrenin F., Rasmussen S.O., Rothlisberger R., Seierstad I., Steffensen J.P., Vinther B.M. A 60 000 year Greenland stratigraphic ice core chronology // *Clim. Past.*, 2008, v. 4, p. 47—57.

Tarasov P., Bezrukova E., Karabanov E., Nakagawa T., Wagner M., Kulagina N., Letunova P., Abzaeva A., Granoszewski W., Riedel F. Vegetation and climate dynamics during the Holocene and Eemian

interglacials derived from Lake Baikal pollen records // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 2007, v. 252, p. 440—457.

Tarasov P., Bezrukova E., Krivonogov S. Late Glacial and Holocene changes in vegetation cover and climate in southern Siberia derived from a 15 kyr long pollen record from Lake Kotoke // *Clim. Past.*, 2009, v. 5, p. 285—295.

Wang Y., Cheng H., Edwards R.L., He Y., Kong X., An Z.S., Wu J.Y., Kelly M.J., Dykoski C.A., Li X. The Holocene Asian monsoon: links to Solar changes and North Atlantic climate // *Science*, 2005, v. 308, p. 854—857.

*Рекомендована к печати 11 октября 2013 г.
М.И. Кузьминым*

*Поступила в редакцию
30 июля 2013 г.*