

УДК 551.794(282.256.341)

Е.В. Безрукова, А.А. Абзаева, П.П. Летунова,
Н.В. Кулагина, Л.А. Орлова

СВИДЕТЕЛЬСТВА НЕСТАБИЛЬНОСТИ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ ОЗЕРА БАЙКАЛ ПОСЛЕ ПОСЛЕДНЕГО ОЛЕДЕНЕНИЯ НА ПРИМЕРЕ ПЫЛЬЦЕВЫХ ЗАПИСЕЙ ИЗ БОЛОТНЫХ ЭКОСИСТЕМ*

Пыльцевой анализ двух датированных кернов озерно-болотных отложений из различных районов бассейна Байкала предоставил первую полную запись глубоких изменений природной среды озера в позднем ледниковье и существенной амплитуде ее колебаний в голоцене. Пыльцевая стратиграфия отражает неустойчивое состояние ландшафтов и климата в позднем ледниковье и начале раннего голоцена. Для раннего – среднего голоцена подтверждено существование оптимума – влажного и мягкого климата с теплыми зимними периодами примерно 10 000–7 000 л.н. Поздний голоцен выявляется как период прогрессирующего повышения континентальности климата и смены темнохвойных лесов на светлохвойные. Сравнение амплитуды изменчивости палеогеографических событий позднего ледниковья и голоцена из наших пыльцевых записей с уже известными записями из бассейна оз. Байкал и с ряда других территорий Евразии показало, что крупные изменения растительности и климата ассоциируются главным образом с таянием глобального льда, вариациями уровня инсоляции и концентрации атмосферного углекислого газа. Менее значительные коротковременные флуктуации климата и растительности голоцена, зафиксированные в пыльцевых записях, могут быть ответом региональной экосистемы на изменения солнечной активности квазипятидесятилетнего масштаба. Региональные пыльцевые записи демонстрируют отчетливую связь с климатом Северного полушария в целом. Амплитуда этих изменений на северо-востоке озера выше, чем на юге.

Ключевые слова: *пыльцевой анализ, палеоклимат, палеоэкология, позднее ледниковье, голоцен, бассейн оз. Байкал.*

Введение

Для корректной оценки изменений климата, обусловленных деятельностью человека и накладывающихся на естественный природный тренд, необходимо в первую очередь понять направленность климатических изменений на протяжении последнего переходного периода и голоцена [Rind, Overpeck, 1993]. До тех пор, пока природная динамика наиболее близкого к нам прошлого – терминации 1 и голоцена, отложения которого развиты повсеместно, не будет надежно описана и объяснена, невозможно адекватно оценить степень антропогенного воздействия на природную среду и климат. К тому же наши знания о наиболее близком

геологическом прошлом все еще ограничены. Самая достоверная на сегодняшний день изотопно-кислородная запись изменения температуры в позднем ледниковье и голоцене из ледового керна Гренландии содержит сигналы резких коротковременных вариаций климата в позднем ледниковье и относительно высокой степени стабильности климата голоцена [GRIP Members, 1995]. Однако данные по геохимической примеси из этого же керна являются индикаторами нестабильности климата и собственно голоцена по крайней мере в Гренландии [Mayewski et al., 1997]. Значительная вариабельность климата голоцена была показана для многих регионов [Enzel et al., 1999; Wurster, Patterson; 2001; Zhao et al., 2007]; предложены различные механизмы, определявшие изменения климата в это время [Bond et al., 2001; Visbeck, 2002]. Представить временную и пространственную измен-

*Работа выполнена в рамках проекта № 09-05-00123-а РФФИ и Байкальского археологического проекта.

чивость климата позднего ледниковья и голоцена, как и природной среды в целом, невозможно без информации из разных регионов планеты, особенно из тех, где природная среда наиболее восприимчива к климатическим изменениям. Проведившиеся ранее исследования показали, что геохимические и диатомовые записи из донных отложений оз. Байкал очень чувствительны к вариациям палеоклимата [Участники..., 1998; Khursevich et al., 2001; BDP-99..., 2005; и др.]. Но представленные в публикациях реконструкции климата базируются на значительно осредненном сигнале из глубоководных кернов озерных отложений. Между тем протяженность самой котловины оз. Байкал, соответствующая почти 4° по широте, и существенная разница параметров современного климата в южных и северных районах котловины предполагают различия и в тренде климатических изменений в прошлом. Информация об этом может быть получена из отложений болотных экосистем. В них накапливался мощный слой органических отложений, хранящий непрерывные записи изменения природной среды с высоким временным разрешением для последних – 5–15 тыс. лет [Kataoka et al., 2003; Безрукова, Кривоногов, Абзаева и др., 2005; Безрукова, Белов, Абзаева и др., 2006; Безрукова, Белов, Летунова и др., 2008; Безрукова, Кривоногов, Такахара и др., 2008]. Как показало исследование этих записей, вариабельность климата голоцена, несмотря на более слабый размах, чем в период последнего оледенения, была значительно больше по амплитуде и чаще по времени, чем это обычно распознается.

Цель настоящей статьи – провести высокоразрешающую реконструкцию изменчивости природной

среды котловины Байкала в позднем ледниковье и голоцене на примере датированных пыльцевых записей из болотных массивов, находящихся в настоящее время в районах с различными биоклиматическими параметрами: с южного и северо-восточного побережья озера. Обе территории до середины XVII в. практически не подвергались антропогенному воздействию, поэтому седиментационные записи из этих экосистем будут отражать естественную динамику природной среды.

Районы исследования

Дугульдзера. Керн Дугульдзера отобран на восточном побережье Байкала (рис. 1), в районе лесных экосистем среднегорного рельефа. В составе экосистем преобладают лиственничные, сосновые и кедровые леса. Выше на горных склонах и в долинах располагаются лиственнично-кедрово-еловые леса, сменяющиеся вверх по профилю кедрово-пихтовыми редкостойными, преимущественно долинными. Климат на данной территории резко континентальный. Средняя температура января, по данным ближайшей метеостанции Давша, составляет -22°C , июля – $+14^\circ\text{C}$, среднегодовая температура равняется $-3,3^\circ\text{C}$. Средняя годовая сумма атмосферных осадков изменяется от 350 до 400 мм. На территории распространена многолетняя мерзлота островного типа [Байкал..., 1993].

Дулиха. Торфяной массив находится на южном побережье озера (рис. 1), где преобладает южно-сибирская тайга из кедра сибирского, пихты. Лиственница встречается редко на заболоченных территориях. Береза образует производные леса, замещая темнохвойные леса на площадях вырубок и гарей. Климат территории относится к умеренно континентальному [Там же]. Средние температуры июля, января и года составляют $+14,4$, $-17,7$ и $-0,7^\circ\text{C}$ соответственно. Средняя годовая сумма атмосферных осадков 600–650 мм. Таким образом, разница значений современных показателей среднеянварской температуры на исследуемых территориях равняется $4-5^\circ\text{C}$, среднеиюльской – ок. 2°C , среднегодовой – ок. $2,5^\circ\text{C}$, среднегодовой суммы атмосферных осадков – почти 250 мм.

Материалы и методы

Длина керна Дугульдзера составляет 400 см. Верхние 330 см представлены торфом разного состава, нижние 70 см сформированы озерной гиттией с примесью минеральных частиц глинистой размерности. Методом пыльцевого анализа изучен каждый четвертый санти-

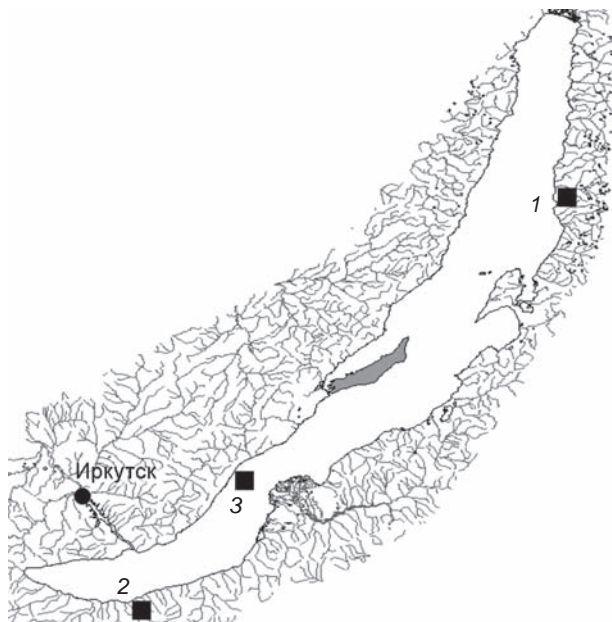


Рис. 1. Карта-схема мест отбора кернов.
1 – Дугульдзера; 2 – Дулиха; 3 – VER93-2, станция 24 GC.

метр, что обеспечило среднее временное разрешение записи в 150–200 лет. Возрастная модель разреза базируется на семи радиоуглеродных датах.

Мощность позднеледниковых и голоценовых торфяных отложений керна Дулиха равна 500 см [Безрукова, Кривоногов, Абзаева и др., 2005]. Методом пыльцевого анализа изучен каждый четвертый сантиметр. Среднее временное разрешение записи 100–150 лет. Возрастная модель этого разреза обеспечена тремя датами (см. таблицу).

Хронологические рамки палинозон рассчитаны методом линейной интерполяции между датами. Для оценки возможных механизмов, определявших смены растительности на территории, и корреляции временных границ этих смен с таковыми в Северном полушарии радиоуглеродные значения возраста переведены в калибровочные с использованием пакета программ CalPal [Danzeglocke, Jöris, Weninger, 2008]. На пыльцевых диаграммах возрастные шкалы разрезов даны в калиброванном исчислении.

При расчете пыльцевых индексов тепла и влажности и формулы расчета индексов использовался метод реконструкции биомов [Prentice et al., 1996; Tarasov et al., 2000; Demske et al., 2005].

Пыльцевые диаграммы представлены в максимально обобщенном виде в силу следующих причин: 1) полная диаграмма разреза Дулиха уже печаталась [Безрукова и др., 2005], но даты в публикации были приведены в условных ^{14}C -значениях, без калибровки результатов, а также пыльцевых индексов тепла и влаги; 2) полная диаграмма для разреза Дугульдзера дана в статье: [Абзаева и др., 2008]; 3) для целей настоящей работы важнее показать не столько сами диа-

граммы, сколько полученные на их основе индексы изменения различных параметров природной среды. Выделенные на диаграммах зоны при интерпретации рассматриваются комплексно с позиции динамики как растительности, так и климата, поэтому названы биоклиматическими зонами; для Дугульдзера принято обозначение – Dz, для Дулихи – Dl.

Результаты исследования и их интерпретация

На пыльцевой диаграмме разреза Дугульдзера выделены четыре зоны (рис. 2). Описание дается снизу вверх. Зоны охарактеризованы по наиболее значимым для реконструкций пыльцевым таксонам.

Dz4 – *Artemisia* – *Betula alba*-тип – *Picea*; >16 000 л.н.; глубина 400–385 см. Отложения представлены сильно минерализованной гиттией. В спорово-пыльцевых спектрах (далее – СПС) выражен первый максимум пыльцы ели *Picea obovata* и берез обеих секций – *Betula sect. Albae*, *Betula sect. Nanae*. В группе пыльцы трав преобладает пыльца польины *Artemisia*.

Dz3д – *Artemisia* – *Salix* – *Betula alba*-тип – лугово-степное разнотравье; ~16 000–14 700 л.н.; глубина 385–355 см. СПС сформированы в озерной гиттии. Преобладает пыльца березы древовидной наряду с пылью березки кустарниковой, ивы и мезоксерофитного разнотравья.

Dz3г – *Betula alba*-тип – *Cyperaceae* – *Salix*; ~14 700–14 000 л.н.; 355–345 см). В спектрах доминирует пыльца березы, ивы, много пыльцы осок.

Результаты радиоуглеродного анализа отложений

Интервал в разрезе, см от поверхности	Радиоуглеродный возраст, лет	Лабораторный индекс	Калиброванный возраст, лет	Датированный материал
<i>Дугульдзера</i>				
0–2	240 ± 45	CO AH-5705	275 ± 114	Торф
25–30	1 485 ± 50	CO AH-5706	1 391 ± 55	»
90	4 515 ± 40	AA-37969*	5 179 ± 92	Древесина
94–96	4 805 ± 65	CO AH-5707	5 531 ± 66	Торф
193	8 020 ± 45	AA-37970*	8 893 ± 93	Семена
323	11 295 ± 55	AA-37971*	13 194 ± 101	Гиттия
378	12 950 ± 90	AA-37972*	15 767 ± 422	»
<i>Дулиха</i>				
300	7 620 ± 115	NUTA-5615*	8 425 ± 32	Семена
399	9 185 ± 55	AA-37974*	10 362 ± 79	Торф
475	11 110 ± 120	NUTA-6038*	13 010 ± 128	»

*Датирование проведено методом ускорительной масс-спектрометрии в Центре хронологических исследований Университета г. Нагоя, Япония.

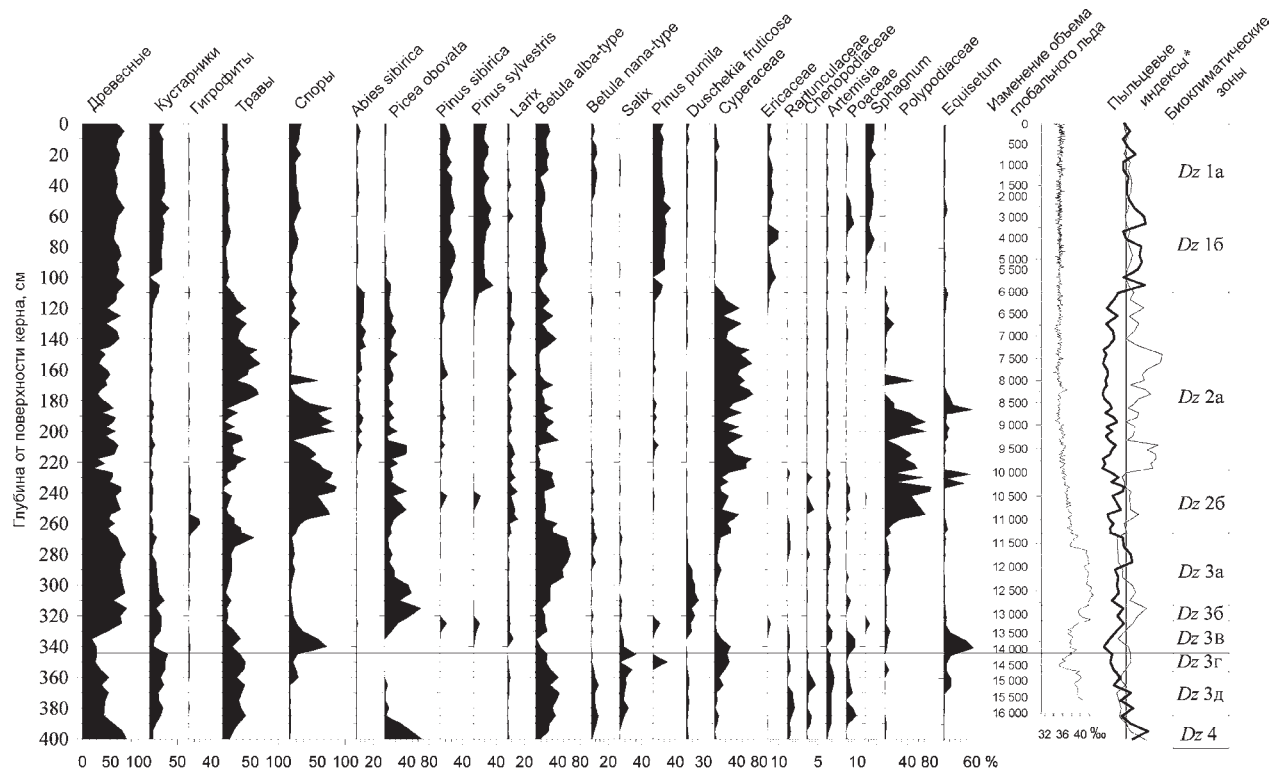


Рис. 2. Пыльцевая диаграмма отложений торфяника Дугульдзера.

*Здесь и далее в колонке «Пыльцевые индексы» толстая линия соответствует изменению индекса тепла, тонкая – влаги.

Dz3в – *Duschekia* – *Picea* – *Larix* – *Betula alba*-тип – *Equisetum*; ~14 000–13 200 л.н.; 345–325 см. СПС-зоны накапливались в гиттии. В СПС снова появляется пыльца ели и возрастает обилие пыльцы ольховника.

Dz3б – *Larix* – *Betula alba*-тип – *Duschekia*; ~13 200–12 800 л.н.; 325–315 см. Для СПС характерен второй и самый значительный максимум пыльцы ели. Отложения представлены переходным слоем от гиттии к торфу.

Dz3а – *Picea* – *Duschekia* – *Betula alba*-тип; ~12 800–11 300 л.н.; 315–265 см. Спектры зоны сформировались уже в торфяных отложениях. Для спектров характерны самые значительные максимумы пыльцы березы и ольховника.

Dz2б – *Larix* – *Betula alba*-тип – *Picea* – *Polypodiophyta*; ~11 300–10 000 л.н.; 265–225 см. Много пыльцы лиственницы, березы, первый максимум спор папоротников и пыльцы осок. Обилие пыльцы ели постоянно изменяется. В начале зоны проявился максимум пыльцы гигрофитов рода *Potamogeton* и *Typha*.

Dz2а – *Abies* – *Larix* – *Picea* – *Betula*; ~10 000–6 000 л.н.; 225–110 см. Постоянно присутствует пыльца пихты на фоне снижения обилия пыльцы ели, при незначительном, но постоянном наличии пыльцы сосны сибирской, повышенном обилии пыльцы осок и спор папоротников и хвощей.

Dz1б – *Pinus sylvestris* – *Pinus sibirica* – *Pinus pumila*; ~6 000–2500 л.н.; 110–55 см. Для СПС зоны характерно преобладание пыльцы обеих сосен и кедрового стланика.

Dz1а – *Larix* – *Pinus sylvestris* – *Pinus sibirica* – *Pinus pumila* – *Betula nana*-тип; ~2 500 – 0 л.н.; 55–0 см. Для СПС зоны характерны второй максимум пыльцы кустарниковой березки, повышение обилия пыльцы березы высокой и спор сфагновых мхов.

На пыльцевой диаграмме разреза Дулиха выделено четыре зоны (рис. 3). Описание дается снизу вверх.

D14 – *Larix* – *Picea* – *Salix* – *Betula nana*-тип – *Betula alba*-тип; >13 200 л.н.; 500–480 см. В СПС доминирует пыльца кустарников и трав. В группе пыльцы древесных растений преобладает пыльца ели, лиственницы, берез обеих секций.

D13 – *Artemisia* – *Larix* – *Picea* – *Betula nana*-тип – *Betula alba*-тип – *Cyperaceae* – *Polypodiophyta*; ~13 200–10 600 л.н.; 480–405 см. В СПС продолжает преобладать пыльца кустарников и трав. В составе пыльцы древесных растений господство перешло к пыльце березы и лиственницы. Возросло обилие пыльцы мезоксерофитного разнотравья, злаков, осок и спор папоротников.

D12в – *Abies* – *Picea* – *Betula alba*-тип; ~10 600–10 000 л.н.; 405–370 см. В СПС повысилось обилие пыльцы древесных в целом, появилась пыльца пих-

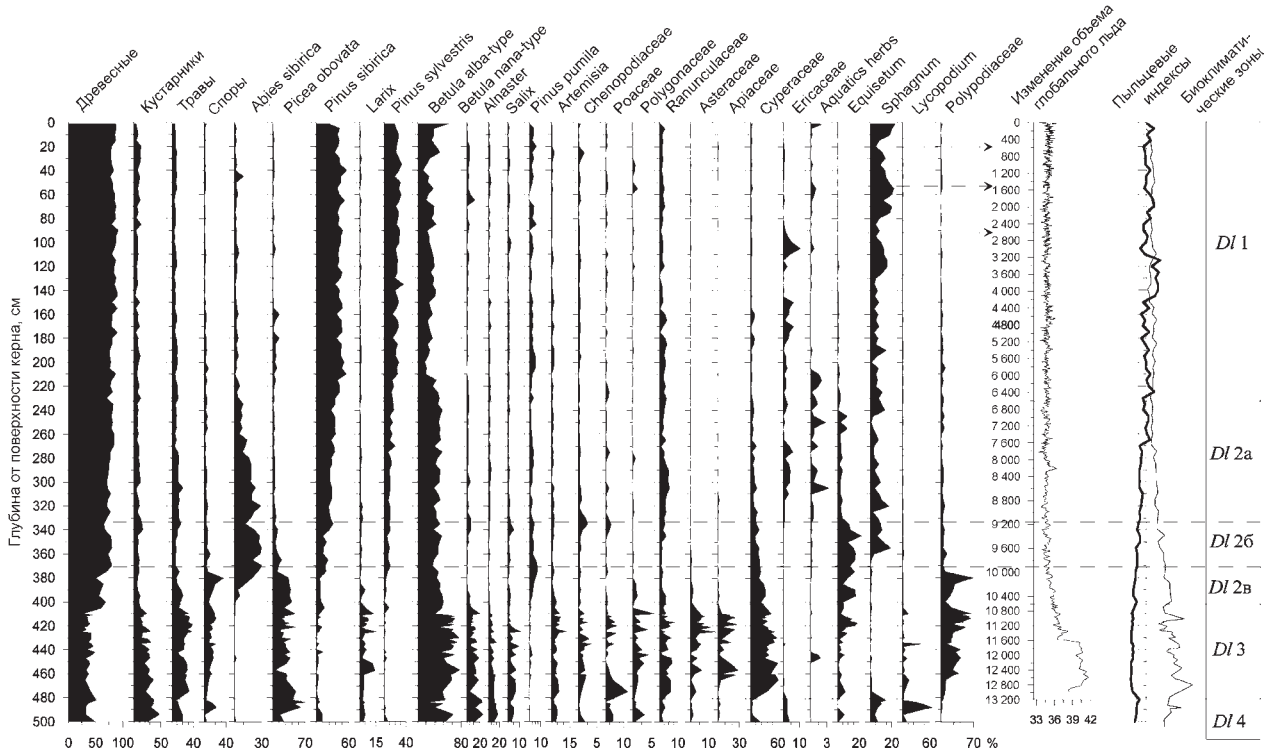


Рис. 3. Пыльцевая диаграмма отложений торфяника Дулиха.

ты, сосны сибирской, сосны обыкновенной и кедрового стланика.

D1b – *Pinus sibirica* – *Betula alba*-тип – *Abies*; ~10 000–9 200 л.н.; 370–330 см. В спектрах господствует пыльца пихты, повышается обилие пыльцы обеих сосен.

D1a – *Abies* – *Pinus sibirica* – *Betula alba*-тип; ~9 200–6 200 л.н.; 330–215 см. Устойчиво снижается содержание пыльцы пихты, продолжает повышаться обилие пыльцы сосны сибирской и обыкновенной. Обилие пыльцы березы почти не меняется.

D1 – *Pinus pumila* – *Betula* – *Pinus sylvestris* – *Pinus sibirica*; ~6200–0 л.н.; 215–0 см. Обилие пыльцы сосны сибирской достигло максимума, обилие пыльцы сосны обыкновенной продолжало повышаться, березы – снизилось. Появилось много спор сфагновых мхов.

Обсуждение результатов: реконструкция палеосреды

Пыльцевые записи и результаты радиоуглеродного датирования озерно-болотных отложений позволили реконструировать изменения растительности и климата и отчасти гидрологического режима южного и северо-восточного побережья Байкала после максимума последнего оледенения.

Растительность и климат позднего ледникового

Пыльцевая запись из Дугульдзера охватывает более длительный интервал времени, чем запись из Дулихи. Именно на основе результатов палинологического изучения керна Дугульдзера впервые для всего бассейна Байкала реконструированы непрерывная динамика растительности и изменения климата переходного периода от последнего оледенения к современному межледниковому периоду.

Самая нижняя часть пыльцевой записи из Дугульдзера, до 16 000 л.н. (Dz4), отражает природные условия формирования минерализованной гиттии в зарастающем озере на месте болотного массива. В это время на северо-восточном побережье преобладали лесотундровая растительность из лиственницы, березы, ели и травяно-кустарниковые тундры. Аналог такой растительности в настоящее время есть в дельте р. Печоры, здесь отмечен холодный климат со среднегодовой температурой ок. -4°C , средней температурой июля ок. $+13^{\circ}\text{C}$ и среднегодовой суммой атмосферных осадков ок. 400 мм [Valiranta, Kaakinen, Kuhry, 2003]. Время существования растительности совпадает с началом дегляциации после ~17 000 л.н. [Bowen et al., 2002] и с относительным потеплением. Индексы тепла и влаги свидетельствуют о том, что сохранялся холодный (особенно зимой) и влажный

климат. При этом, судя по составу растительности, индекс влажности характеризует высокую влажность почв, обусловленную таянием многолетней мерзлоты, и низкие летние температуры, а не высокие значения суммы атмосферных осадков. Почти полное исчезновение пыльцы ели одновременно со снижением обилия пыльцы древесных в спектрах, сформированных в минерализованной гиттии ~16 000–14 700 л.н., и преобладание пыльцы березы обеих секций, ивы, мезоксерофитного разнотравья указывают на ухудшение условий существования лесной растительности (Dz3д). Возможно, это было вызвано общим ухудшением климата в один из стадиялов терминации 1, пессимум которого имел место ~15 500 л.н. [Wehrli, Tinner, 2007]. Индексы тепла и влаги показывают снижение уровня доступного растениям тепла и увлажнения. Индекс тепла несколько повысился ~14 700–14 000 л.н. (Dz3г) и совпал с первым значительным потеплением терминации 1, а влажность продолжала снижаться. В составе растительности доминировали кустарниковые ерниковые и ивовые тундры с участками березовых редколесий. Появление первого значительного максимума пыльцы осок предполагает инициацию локального болотообразования. В интервале ~14 000–13 200 л.н. (Dz3в) вблизи озера расселяется лесотундровая растительность сначала с лиственницей, а затем с елью, березой, ольховником. Это же время на южном побережье Байкала (ранее ~13 200 л.н.) отмечено господством березово-еловых редколесий с лиственницей; оно соответствовало условиям смягчения климата интерстадиального потепления, аналогичного по времени проявления аллереду. Кратковременная кульминация тепла и влаги в районе Дугульдзеры относится к периоду ~13 200–12 800 л.н. (Dz3б); она повлекла экспансию ели. На юге озера в это время тоже доминировала ель. Новый этап снижения уровня тепла и нестабильности увлажнения имел место ~12 800–11 300 л.н. (Dz3а). Тогда на северо-восточном побережье преобладали елово-березовые лесотундры и ольховниковые тундры. Неблагоприятные условия существования лесной растительности, вероятно, были следствием ухудшения климата в период, аналогичный по времени проявления позднему дриасу [Dansgaard et al., 1993]. Примерно в этот же период на юге озера произошло усиление континентальности климата, что привело к развитию березово-лиственничной лесотундры с елью и травяно-кустарниковой тундры (D13). Пыльцевые индексы свидетельствуют о максимальном за весь изученный период увлажнении и минимальном уровне теплообеспеченности. Облик растительности поддерживает мнение о высокой влажности почвы (таяние мерзлоты) из-за низких летних температур (низкое испарение). Данный период на юге озера оказался длительнее и продолжался почти до 10 600 л.н.

Растительность и климат влажностного оптимума голоцена

С началом голоцена (~11 300–10 000 л.н. (Dz2б)) на северо-востоке Байкала на месте зараставшего озера сформировалось низинное осоковое болото. Вокруг болотного массива Дугульдзера усилились позиции лиственницы и ели. На южном побережье в это время, наоборот, сократились площади лиственницы, но довольно быстро стали расширяться площади пихты. Такие сдвиги в составе растительности свидетельствуют о смягчении континентальности, повышении годовой суммы атмосферных осадков и средней температуры зимних сезонов. Эти изменения обусловили начало экспансии влажной пихтовой тайги, а значит, начало влажностного оптимума голоцена на южном побережье. Максимум развития пихтовой тайги здесь имел место ~10 000–9 200 л.н. (D12б). Завершение влажностного оптимума голоцена на южном побережье происходило постепенно – с ~9 200 и до ~6 800 л.н. (D12а). Для северо-восточного побережья Байкала характерны иные проявления влажностного оптимума и его хронологические границы. Здесь начало оптимума влаги имело место позднее 10 000 л.н., а его максимум соответствовал ~7 000–6 000 л.н. (максимум обилия пыльцы пихты). Однако, несмотря на столь значительную разницу временного наступления оптимума влаги, его завершение и на северо-востоке, и на юге Байкала произошло между 7 000–6 000 л.н. Реконструированные ранее на основе пыльцевой записи из донных отложений Байкала (VER93-2, станция 24 GC (см. рис. 1) количественные характеристики климата максимума влаги голоцена показали, что ~9 500–6 500 л.н. среднегодовая сумма атмосферных осадков превышала современные значения на 80–100 мм, а средние температуры зимы были выше современных на 2–4 °С. При этом средняя температура июля могла быть почти такой же, как современная [Tarasov et al., 2007]. Сочетание мягких, снежных зим с отсутствием весенних заморозков, прохладными и влажными летними сезонами обеспечило развитие темнохвойных пихтовых лесов. Характер изменчивости пыльцевых индексов демонстрирует устойчивую тенденцию снижения увлажнения и повышения тепла примерно 10 000–6 000 л.н. на северо-востоке и 10 500–7 000 л.н. на юге озера. С приближением относительных значений тепла и влаги к современному уровню завершается господство пихтовой тайги.

Вообще оптимум голоцена должен рассматриваться как очень важный интервал с точки зрения проведения с ним аналогий возможных изменений климата в будущем. Обычно оптимум относят ко времени максимума постгляциального потепления [Winkler, Wang, 1993], которое характеризуется теплым и в целом

влажным климатом в Северной Европе. Но, например, в Китае, как и в бассейне Байкала, оптимум голоцена определяется скорее как период максимальных значений сумм атмосферных осадков, а не максимума тепла [Xiaoqiang Li et al., 2004; Porter, Weijian, 2006]. Смягчение континентальности климата и наступление фазы пихтовых лесов в бассейне Байкала могли быть результатом усиления температурного градиента между океаном и сушей, что приводило к активизации транспорта влажных воздушных масс на континент, достигавших даже бассейна озера и способствовавших увеличению здесь уровня конвективных осадков. Оптимум голоцена с влажным и прохладным климатом выделяется в самых различных палеоклиматических записях почти для всей территории Северного полушария [Herzschuh et al., 2005; Blyakharchuk et al., 2004; Mudie et al., 2007]. Новое подтверждение того, что ок. 11 000–7 000 л.н. были самый высокий уровень атмосферных осадков и слабоконтинентальный климат с прохладными летними и теплыми зимними сезонами, получено и для Западного Забайкалья [Безрукова, Кривоногов, Такахара и др., 2008].

Растительность и климат постоптимального периода голоцена

В интервале ~7 000–6 000 л.н. на юге и после ~6 000 л.н. на северо-востоке озера коренным образом изменился состав лесной растительности: сосна сибирская, сосна обыкновенная и лиственница заменили пихту, ель. Сдвиг в составе древесных растений произошел в условиях значительного снижения увлажнения и повышения тепла. Причем эколого-эдафические требования новых элементов лесной растительности предполагали усиление континентальности климата за счет значительного снижения атмосферного увлажнения и средней температуры зимних сезонов, повышения – летних [Tarasov et al., 2007]. Завершение влажностного оптимума в бассейне Байкала совпало с наступлением неогляциального периода на Лессовом Плато [Porter, Weijian, 2006], с известным пиком дрейфующих льдов Северной Атлантики ок. 6 000 л.н. [Bond et al., 2001]. Примерно в это же время (~5 500 л.н.) завершился и относительно прохладный и влажный «зеленый» период в Северной Африке, обеспечивавший, например, существование многочисленных озер в пределах территории современной пустыни Сахары [Renssen et al., 2006]. Переход климатической системы почти на всей территории Евразии к существенно более континентальным условиям означал глобальное распространение этого явления и наличие глобальных механизмов, его вызвавших. Ландшафты бассейна Байкала ответили на

изменения глобального климата коренной перестройкой своей структуры и состава: темнохвойная мезофитная лесная растительность раннего – среднего голоцена была замещена светлохвойной, существенно более ксерофитной позднего голоцена. Начиная примерно с 6 000 л.н. уровень доступной растениям влаги демонстрирует устойчивую тенденцию снижения с незначительными колебаниями, для относительных значений уровня тепла характерен тренд частых и мелких колебаний около его современных значений (см. пыльцевые индексы на рис. 2, 3). Следовательно, уровень тепла и влаги не оставался постоянным; это свидетельствует о нестабильности климата и в позднем голоcene. Частота и амплитуда указанных колебаний требуют дополнительного изучения, хотя из представленных записей ясно, что эти подвижки климата оказывали влияние на ландшафты экосистемы Байкала. Но происходившие изменения находили выражение скорее в изменчивости локальных ландшафтов. В позднем голоcene, ок. 2 400, 500 л.н. на южном побережье озера имела место изменчивость гидрологического режима болота, происходившая при снижении уровня тепла. Причем после 2 400 л.н. здесь началось расширение холодных ерниковых ассоциаций. На северо-восточном побережье Байкала это явление получило еще более явное выражение тоже ок. 2 500 л.н. Определение четкого пыльцевого сигнала ухудшения климата и развития ерников и в бассейне оз. Котокель [Безрукова, Кривоногов, Такахара и др., 2008] позволяет предположить, что ответ всей экосистемы Байкала на снижение солнечной активности последовал после 2 700 л.н., когда в обоих полушариях происходило ухудшение климата [Swindles, Plunkett, Roe, 2007]. Еще более коротковременные флуктуации ландшафтно-климатической ситуации в бассейне Байкала, совпадавшие по времени проявления с известными палеогеографическими событиями, такими как средневековый оптимум, малый ледниковый период, известны из пыльцевых записей северного побережья озера [Безрукова, Белов, Абзаева и др., 2006].

Заключение

Результаты палинологического и радиоуглеродного исследования озерно-болотных экосистем на разных побережьях Байкала, их сравнение с доступными датированными записями изменения природной среды в соседних регионах обеспечили получение детальной, геохронологически надежно обоснованной записи изменчивости природной среды бассейна озера со времени завершения максимума последнего оледенения 17 000–16 000 л.н. Значительные сдвиги в системе атмосферной циркуляции Северного полушария в начале дегляциации способствовали наступлению относительно теплых и сухих летних сезонов 16 000–

12 000 л.н. в Сибири [Schirrmeister et al., 2002]. Именно в это время началось формирование собственно торфяных отложений на южном и северо-восточном побережье Байкала: примерно 13 000 и 11 500 л.н. соответственно. В целом высокоразрешающие пыльцевые записи, представленные в этой статье, свидетельствуют о глубоких изменениях растительности и климата бассейна озера в позднем ледниковье – раннем голоцене и о высокой вариабельности климата собственно современного межледниковья. Пыльцевые записи показывают неустойчивое состояние ландшафтов и климата в позднем ледниковье и раннем голоцене, частые смены растительных ассоциаций. Причиной таких смен могло быть разрушение покровных и горных ледников, приводившее к неустойчивости системы океан–атмосфера–криосфера. Пыльцевые записи подтверждают наступление длительного периода оптимума голоцена с влажным и мягким климатом, с теплыми зимними периодами ок. 11 000–10 000 л.н. и господством елово-кедрово-пихтовых лесов в различных районах бассейна Байкала в условиях повышенного уровня инсоляции в высоких широтах Северного полушария. Завершение оптимального периода имело место ~7 000–6 000 л.н. и совпадало со снижением уровня инсоляции, установлением современного уровня Мирового океана. За оптимумом последовал период прогрессивного усиления континентальности климата – снижения суммы атмосферных осадков, средней температуры зимних сезонов и повышения летних температур воздуха. В результате произошла смена темнохвойных лесов на светлохвойные. Столь значительный климатический сдвиг ассоциируется главным образом с изменениями уровня инсоляции и концентрации атмосферного углекислого газа. Менее значительные, коротковременные вариации климата и растительности голоцена ок. 2 500–2 400, 1 200–1 600, 500–400 л.н., зафиксированные в наших пыльцевых записях, могут быть ответом региональной экосистемы на изменчивость солнечной активности квазистысячелетнего масштаба [Meeker, Mayewski, 2002]. Записи из разрезов Дулиха и Дугульдзера демонстрируют довольно сильную связь с климатическими вариациями Северного полушария в целом. Амплитуда этих изменений на северо-востоке озера выше, чем на юге. В дополнение к климату локальные факторы (особенности геологического, геоморфологического строения территории и растительного покрова, изменявшийся уровень грунтовых вод, вариации мощности и глубины залегания слоя многолетней мерзлоты) активно контролировали историю природной среды региона.

Для уверенного распознавания мелких, вековых вариаций в изменчивости природной среды южного побережья нужны новые, более высокоразрешающие записи, обеспеченные более детальным хронологическим контролем.

Список литературы

- Абзаева А.А., Безрукова Е.В., Летунова П.П., Белов А.В.** Детальная палеоклиматическая реконструкция позднеледниковья и голоцена северо-восточного побережья озера Байкал по палинологическим данным // *Новости палеонтологии и стратиграфии*. – 2008. – Т. 49, № 10/11. – С. 375–379.
- Байкал:** Атлас. – М.: Федеральная служба геодезии и картографии, 1993. – 160 с.
- Безрукова Е.В., Белов А.В., Абзаева А.А., Летунова П.П., Орлова Л.А., Кулагина Н.В., Фишер Е.Э.** Первые высокоразрешающие датированные записи изменения растительности и климата среднего – позднего голоцена северного побережья оз. Байкал // *Доклады РАН*. – 2006. – Т. 411, № 2. – С. 254–258.
- Безрукова Е.В., Белов А.В., Летунова П.П., Абзаева А.А., Кулагина Н.В., Фишер Е.Э., Орлова Л.А., Шейфер Е.В., Воронин В.И.** Биостратиграфия торфяных отложений и климат северо-западной части горного обрамления озера Байкал в голоцене // *Геология и геофизика*. – 2008. – Т. 49, № 6. – С. 547–558.
- Безрукова Е.В., Кривоногов С.К., Абзаева А.А., Летунова П.П., Орлова Л.А., Такахара Х., Миеша Н., Накамура Т., Крапивина С.М., Кавамуро К.** Ландшафты и климат Прибайкалья в позднеледниковье и голоцене по результатам комплексных исследований торфяников // *Геология и геофизика*. – 2005. – Т. 46, № 1. – С. 21–33.
- Безрукова Е.В., Кривоногов С.К., Такахара Х., Летунова П.П., Шичи К., Абзаева А.А., Кулагина Н.В., Забелина Ю.С.** Озеро Котокель – опорный разрез позднеледниковья и голоцена юга Восточной Сибири // *Доклады АН*. – 2008. – Т. 420, № 2. – С. 248–253.
- Участники проекта Байкал-Бурение.** Непрерывная запись изменений палеоклимата за последние 5 миллионов лет из донных отложений озера Байкал // *Геология и геофизика*. – 1998. – Т. 39, № 2. – С. 135–154.
- BDP-99 Baikal Drilling Project Members.** A new Quaternary record of regional tectonic, sedimentation and paleoclimate changes from drill core BDP-99 at Posolskaya Bank, Lake Baikal // *Quaternary International*. – 2005. – Vol. 136. – P. 33–48.
- Blyakharchuk T.A., Wright H.E., Borodavko P.S., Knaap W.O. van der, Ammann B.** Late Glacial and Holocene vegetational changes on the Ulagan high-mountain plateau, Altai Mountains, southern Siberia // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. – 2004. – Vol. 209. – P. 259–279.
- 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. – Vol. 294. – P. 2130–2136.
- Bowen D.Q., Phillips F.M., McCabe A.M., Knutz P.C., Sykes G.A.** New data for the last glacial maximum in Great Britain and Ireland // *Quaternary Science Review*. – 2002. – Vol. 21. – P. 89–101.
- Dansgaard W., Johnson S.J., Clausen H.B., Dahl-Jensen D., Gundestrup N.S., Hammer C.U., Hvidberg C.S., Steffensen J.P., Sveinbjørnsdóttir A.E., Jouzel J., Bond G.** Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice core record // *Nature*. – 1993. – Vol. 364. – P. 218–220.

- Danzeglocke U., Jöris O., Weninger B.** CalPal-2007^{online}. URL: <http://www.calpal-online.de> (дата обращения: 27.05.2008).
- Demske D., Heumann G., Granaszewski W., Nita M., Mamakowa K., Tarasov P.E., Oberhansly H.** Late Glacial and Holocene vegetation and regional climate variability evidenced in high-resolution pollen records from Lake Baikal // *Global and Planetary Change*. – 2005. – Vol. 46. – P. 255–279.
- Enzel Y., Ely L.L., Mishra S., Ramesh R., Amit R., Lazar B., Rajaguru S.N., Baker V.R., Sandler A.** High resolution Holocene environmental changes in the Thar Desert, northwestern India // *Science*. – 1999. – Vol. 284. – P. 125–128.
- GRIP Members.** Climate instability during the last interglacial period recorded in the GRIP ice core // *Nature*. – 1995. – Vol. 364. – P. 203–207.
- Herzschuh U., Zhang C., Mischke S., Herzschuh R., Mohammadi F., Mingram B., Kurschner H., Riedel F.** A late Quaternary lake record from the Qilian Mountains (NW China): evolution of the primary production and the water depth reconstructed from macrofossil, pollen, biomarker, and isotope data // *Global and Planetary Change*. – 2005. – Vol. 46. – P. 361–379.
- Kataoka H., Takahara H., Krivonogov S., Bezrukova E., Orlova L., Krapivina S., Kawamuro K.** Pollen Record from the Chivyrkui Bay Outcrop on the Eastern Shore of Lake Baikal since the Late Glacial // *Long Continental Records from Lake Baikal*. – Tokyo: Springer Verlag, 2003. – P. 207–218.
- Khursevich G.K., Karabanov E.B., Prokopenko A.A., Williams D.F., Kuzmin M.I., Fedenya S.A., Gvozdkov A.N., Kerber E.V.** Insolation regime in Siberia as a major factor controlling diatom production in Lake Baikal during the past 800,000 years // *Quaternary International*. – 2001. – Vol. 80/81. – P. 47–58.
- Mayewski P.A., Meeker L.D., Twichler M.S., Whitlow S., Yang Q., Lyons W.B., Prentice M.** Major features and forcing of high-latitude Northern Hemisphere atmospheric circulation using a 110000 year long glaciochemical series // *J. of Geophysical Research*. – 1997. – Vol. 102, N 263. – P. 45–66.
- Meeker L.D., Mayewski P.A.** A 1400-year high-resolution record of atmospheric circulation over the North Atlantic and Asia // *The Holocene*. – 2002. – Vol. 12. – P. 257–266.
- Mudie P.J., Marret F., Aksu A.E., Hiscott R.N., Gillespie H.** Palynological evidence for climatic change, anthropogenic activity and outflow of Black Sea water during the late Pleistocene and Holocene: Centennial- to decadal-scale records from the Black and Marmara Seas // *Quaternary International*. – 2007. – Vol. 167/168. – P. 73–90.
- Porter S.C., Weijian Z.** Synchronism of Holocene East Asian monsoon variations and North-Atlantic drift-ice tracers // *Quaternary Research*. – 2006. – Vol. 65. – P. 443–449.
- Prentice I.C., Guiot J., Huntley B., Jolly D., Cheddadi R.** Reconstructing biomes from palaeological data, a general method and its application to European pollen data at 0 and 6 ka // *Climate Dynamics*. – 1996. – Vol. 12. – P. 185–194.
- Renssen H., Brovkin V., Fichefet T., Goosse H.** Simulation of the Holocene climate evolution in Northern Africa: the termination of the African Humid Period // *Quaternary International*. – 2006. – Vol. 150. – P. 95–102.
- Rind D., Overpeck J.** Hypothesized causes of decade-to-century-scale climate variability: climate model results // *Quaternary Science Reviews*. – 1993. – Vol. 12. – P. 357–374.
- Schirrmeister L., Siebert C., Kuznetsova T., Kuzmina S., Andreev A., Kienast F., Meyer H., Bobkov A.** Paleoenvironmental and paleoclimatic records from permafrost deposits in the Arctic region of Northern Siberia // *Quaternary International*. – 2002. – Vol. 89. – P. 97–118.
- Swindles G.T., Plunkett G., Roe H.M.** A delayed climatic response to solar forcing at 2800 cal. BP: multiproxy evidence from three Irish peatlands // *The Holocene*. – 2007. – Vol. 17, N 2. – P. 177–182.
- Tarasov P., Bezrukova E., Karabanov E., Nakagawa T., Wagner M., Kulagina N., Letunova P., Abzaeva A., Granaszewski W., Riedel F.** Vegetation and climate dynamics during the Holocene and Eemian interglacials derived from Lake Baikal pollen records // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. – 2007. – Vol. 252. – P. 440–457.
- Tarasov P.E., Volkova V.S., Webb T., Guiot J., Andreev A.A., Bezusko L.G., Bezusko T.V., Bykova G.V., Dorofeyuk N.I., Kvavadze E.V., Osipova I.M., Panova N.K., Sevastyanov D.V.** Last glacial maximum biomes reconstructed from pollen and plant macrofossil data from northern Eurasia // *J. of Biogeography*. – 2000. – Vol. 27. – P. 609–620.
- Valiranta M., Kaakinen A., Kuhry P.** Holocene climate and landscape evolution East of the Pechora Delta, East-European Russian Arctic // *Quaternary Research*. – 2003. – Vol. 59. – P. 335–344.
- Visbeck M.** The ocean's role in Atlantic climate variability // *Science*. – 2002. – Vol. 297. – P. 2223–2224.
- Wehrli M., Tinner W., Ammann B.** 16 000 years of vegetation and settlement history from Egelsee (Menzingen, central Switzerland) // *The Holocene*. – 2007. – Vol. 17, N 6. – P. 747–761.
- Winkler M.G., Wang P.K.** 1993. The late-Quaternary vegetation and climate of China // *Global Climates Since the Last Glacial Maximum*. – Minneapolis: University of Minnesota Press, 1993. – P. 221–264.
- Wurster C.M., Patterson W.P.** Late Holocene climate change for the eastern interior United States: evidence from high-resolution $\delta^{18}O$ value of marl otoliths // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. – 2001. – Vol. 170. – P. 81–100.
- Xiaoqiang Li, Zhou Jie, Shen Ji, Weng Chengyu, Zhao Hongli, Sun Qianli.** Vegetation history and climatic variations during the last 14 ka BP inferred from a pollen record at Daihai Lake, north-central China // *Review of Palaeobotany and Palynology*. – 2004. – Vol. 132. – P. 195–205.
- Zhao Y., Cheng Yu Z., Chen F., Ito E., Zhao C.** Holocene vegetation and climate history at Hurleg Lake in the Qaidam Basin, northwest China // *Review of Palaeobotany and Palynology*. – 2007. – Vol. 145. – P. 275–288.