

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

УДК 551.4.072

ПРИРОДНАЯ СРЕДА ВЕРХНЕГО ПРИКАМЬЯ
В ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЬЕ И РАННЕМ ГОЛОЦЕНЕ
ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ
ОЗЕРА НОВОЖИЛОВО

© 2025 г. С. В. Копытов^{1,5,*}, Н. Е. Зарецкая^{2,3}, Е. А. Константинов², Е. Г. Лаптева^{4,5},
П. Ю. Санников¹, Н. В. Сычев², Е. А. Мехонюшина¹

Представлено академиком РАН С.А. Добролюбовым 02.07.2024 г.

Поступило 02.07.2024 г.

После доработки 28.08.2024 г.

Принято к публикации 02.09.2024 г.

Впервые для бассейна верхней Камы на основе бурения отложений в акватории озера Новожилово (Камско-Кельминская низменность) получена высокоразрешающая запись природных событий, охватывающая позднеледниковые и ранний голоцен (14150–9730 кал. л. н.). В статье приведены результаты реконструкции условий осадконакопления на основе палеоботанических и седиментологических анализов, а также радиоуглеродного датирования. Началу формирования озера, по-видимому, предшествовал этап преимущественно аллювиального морфолитогенеза, соответствующий предположительно позднему плениглациалу. В развитии озерной котловины выделяется четыре этапа: первые три с озерно-аллювиальным, преимущественно минерагенным, типом осадконакопления, а четвертый с типично озерным органогенным типом. Первый этап охватывал межстадиал бёллинг-аллерёд 14150–13500 кал. л. н., для него было характерно накопление песков в условиях высокой проточности. На рубеже аллера и позднего дриаса значительно возрастает биопродуктивность. В течение второго этапа (13500–12420 кал. л. н.) замедляется водообмен и формируется органо-минеральный озерный ил. Третий этап переходного осадконакопления относится к позднему дриасу – раннему голоцену (12420–10700 кал. л. н.), в течение которого преобладает аллювиальный привнос при снижении содержания органического вещества. Четвертый этап эвтрофного озера (10700–9730 кал. л. н.) характеризуется высоким содержанием органического вещества в осадке, в гранулометрическом составе увеличивается алевритовая фракция.

Ключевые слова: поздний неоплейстоцен, голоцен, позднеледниковые, аллювиальный морфолитогенез, донные отложения, геохронология, литостратиграфия, палинологический анализ, диатомовый анализ

DOI: 10.31857/S2686739725010118 EDN: GWGKCI

¹ Пермский государственный национальный исследовательский университет, Пермь, Россия

² Институт географии Российской Академии наук, Москва, Россия

³ Геологический институт Российской Академии наук, Москва, Россия

⁴ Институт экологии растений и животных Уральского отделения Российской Академии наук, Екатеринбург, Россия

⁵ Пермский государственный гуманитарно-педагогический университет, Пермь, Россия

* E-mail: sergkopytov@gmail.com

ВВЕДЕНИЕ

Для рельефа северо-востока Русской равнины (южная часть Республики Коми и север Пермского края) (рис. 1 *а*) характерно наличие большого количества заболоченных депрессий, которые в неоплейстоцене и голоцене становились аренами перестроек речных бассейнов [1–4]. Одна из таких депрессий – Камско-Кельминская низменность (рис. 1 *б*), которая прорезает Северные Увалы и Немскую возвышенность.

В пределах низменности протекают реки Кама, Южная Кельтма, Тимшер, Бортом, Чепец. Длина депрессии составляет 130 км, а ширина 25 км.

Кама здесь прижата к высокому правому берегу и образует относительно прямолинейное русло с неширокой левосторонней поймой и фрагментами надпойменных террас. Поверхность низменности в её южном расширении занята озёрами (Большой и Малый Кумикуш, Новожилово, Челвинское и др.) и олиготрофными грядово-мочажинными верховыми болотами.

Аналогичные по форме озера Кадам и Шер-Кадам расположены в долине верхней Вычегды, в так называемом Кадамском расширении

(см. рис. 1 б). Расширение ограничено собственно самой Вычегдой и ее брошенным палеоруслом, в котором сейчас находится озеро Дон-ты. Установлено, что возраст палеорусла и террасы в Кадамском расширении – позднеледниковый, а сама терраса сформировалась в результате деятельности р. Вычегды в экстрагляциальных обстановках [5]. В пределах смежных бассейнов Вычегды и Камы в это время преобладали аллювиальный и эоловый морфолитогенез [6] – сформировалась субширотная макродюна с прорезавшими ее каналами стока [2].

Все результаты палеогеографических исследований предыдущих лет в этом регионе, начиная со времени проектирования Верхнекамского водохранилища, были преимущественно основаны на изучении палеоархивов долин рек, дренирующих Камско-Кельминскую низменность (пойм и террас Камы, Тимшера, Южной Кельтмы) [2, 7, 8]. Изучению озер не уделялось должного внимания. На сегодняшний день нет сведений о строении, составе, седimentологических характеристиках и возрасте их донных отложений. Кроме того, ландшафтно-климатические условия позднеледникового в регионе почти не изучены, хотя для этого имеется множество потенциальных палеоархивов.

Отсутствие геохронометрических и микропалеонтологических данных по донным отложениям водоемов в пределах южной части Камско-Кельминской низменности мотивировало наши исследования, направленные на изучение осадков озера Новожилово (рис. 1 в).

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Полевые исследования. Промеры глубин в озере Новожилово проведены в феврале 2023 г. лотом со льда (см. рис. 1 в). Зафиксированная максимальная глубина составила 3.7 м. Абсолютная отметка уреза воды в озере составила 131 м, в Каме – 117.6 м. Ручным буром с полуцилиндрическим пробоотборником Eijkelkamp было пробурено 18 разведочных скважин по двум поперечным профилям длиной 2940 м и 3435 м соответственно. С помощью поршневого бура Лингстона получен керн из опорной скважины NZH-1 (см. рис. 1 в).

Определение возраста отложений. Радиоуглеродный возраст шести образцов органоминерального и минерального сапропеля из нижней части керна NZH-1 (глубины 6.5–8.2 м) определен жидкостно-сцинтилляционным (LSC) и методом ускорительной масс-спектрометрии (AMS) по валовому органическому углероду,

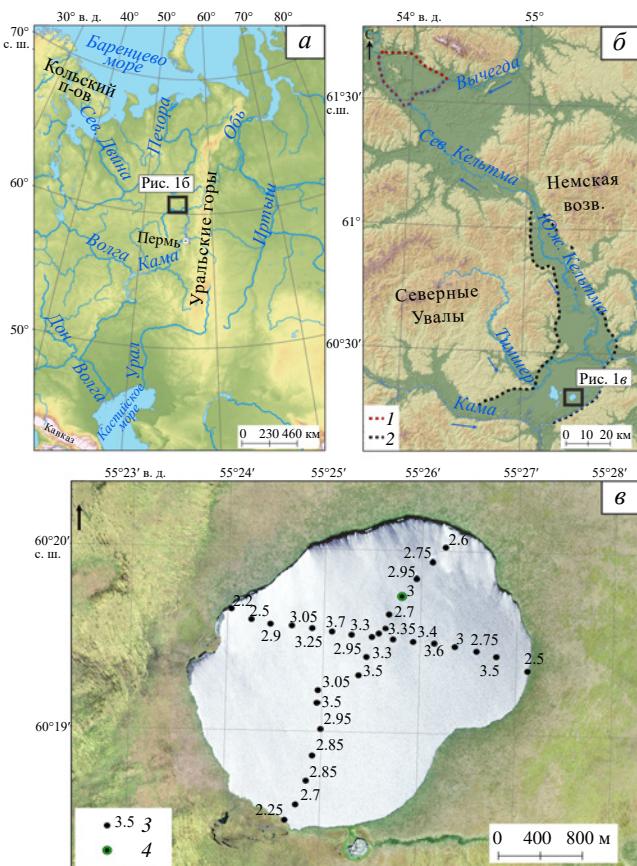


Таблица. Результаты радиоуглеродного датирования образцов из керна NZH-1

Лаб. номер IGAN	Глубина, м	Материал	Метод	^{14}C дата, л. н.	Калиброванный возраст, л. н.		
					1σ	2σ	Медиана
10417	6.6–6.7	Сапропель	LSC	8950±190	9730–10250	9545–10440	10110
10418	6.7–6.8			9220±130	10240–10510	10150–10770	10320
10419	7.15–7.25			9580±120	11180–11410	10640–11210	11130
10420	7.25–7.35			9870±110	10750–11110	11080–11750	11390
10421	7.6–7.7			10440±130	12100–12410	11930–12710	12420
10517	8.17	Древесина	AMS	12240±40	14080–14190	14050–14320	14150

а также по древесине (таблица). Датирование методом LSC и пробоподготовка образцов для анализа методом AMS произведена в ЦКП “Лаборатория радиоуглеродного датирования и электронной микроскопии” Института географии РАН, измерение – в Центре изотопных исследований Университета Джорджии (США). Калибровка радиоуглеродных дат выполнена в программе Calib 8.10 с использованием калибровочной кривой IntCal20 [9].

Возрастные модели построены на основе радиоуглеродных дат байесовским методом в пакете Bacon среды R 4.3.2. Помимо модели “глубина–возраст” построены графики скорости осадконакопления (см/тыс. лет) в зависимости от глубины и календарного возраста (рис. 2).

Исследования литологического состава отложений. Анализ образцов выполнен с шагом 5–10 см в лаборатории фациально-генетических исследований геосистем Пермского университета (потери при прокаливании) и лаборатории палеоархивов природной среды Института географии РАН (гранулометрический анализ, магнитная восприимчивость).

Гранулометрический анализ отложений проведен для 18 образцов на лазерном анализаторе частиц Malvern Mastersizer 3000. Пробоподготовка образцов включала растворение карбонатов 10% раствором HCl и окисление органического вещества 30% раствором H_2O_2 . После отмычки от реактивов образцы перемешивались с добавлением 4% раствора пирофосфата натрия $\text{Na}_4\text{P}_2\text{O}_7$ для дополнительного диспергирования и стабилизации суспензии. Перед измерением материал диспергировался в ультразвуковой

ванне на протяжении 30 мин. В анализаторе производилось 7 повторных измерений, результаты которых усреднялись в приложении Mastersizer v.3.62. Распределение частиц по размерам рассчитывалось на основе оптической теории Ми, при значениях показателя преломления дисперсанта $n_w = 1.33$, показателя преломления частиц $n_p = 1.55$ и коэффициента поглощения $k_p = 0.1$.

Потери при прокаливании (ППП) определялись согласно методике [10]. Образцы объемом 5 мл, помещенные в фарфоровые тигли, высушивались при температуре 105 °C на протяжении 4 часов. Далее, в течение 2 часов,

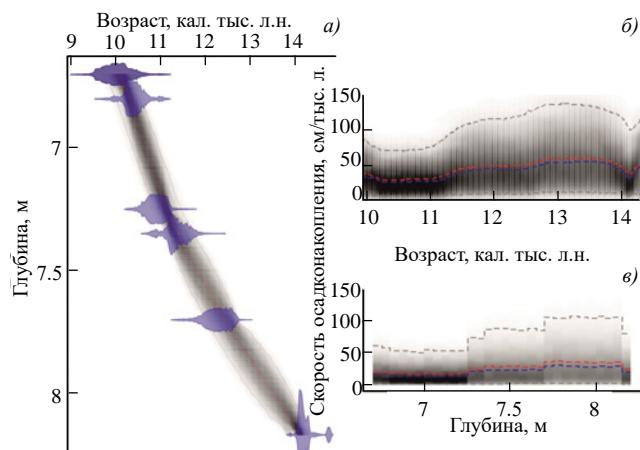


Рис. 2. Глубинно-возрастная модель и скорость наскопления отложений, вскрытых скважиной NZH-1. а – график глубинно-возрастной модели; зависимости скорости осадконакопления: б – от календарного возраста; в – от глубины

производилось последовательное прокаливание при температуре 550 °С. После каждого этапа производилось взвешивание на электронных весах с точностью 0.01 г. Результатирующие значения вычислялись по формуле ППП 550 = ((DW105-DW550)/DW105) × 100, где DW – сухой вес. Согласно [10], ППП при 550 °С позволяют оценить содержание органического вещества (ОВ) в осадке.

Измерение удельной (массовой) магнитной восприимчивости (МВ) выполнялось на калориметре ZH Instruments 150L по методике [11]. Образцы объемом 8–12 мл предварительно высушивались до воздушно-сухого состояния в сушильном шкафу на протяжении 24 ч при 40 °С. Далее определялась масса образцов с точностью 0.01 г. Измерение МВ производилось при напряженности поля 320 А/м и частоте 500 Гц.

Диатомовый анализ. Лабораторная подготовка 20 образцов проводилась по методике [12] в несколько этапов: удаление карбонатов и органики, отмучивание (удаление глинистой фракции), центрифугирование с добавлением ликоподиума. Идентификация таксонов диатомовых водорослей проводилась под оптическим микроскопом при увеличении 1000 крат с помощью определителя [13].

Палинологический анализ. Подготовка образцов проведена по стандартной методике [14]. В пределах интервала глубин 6.5–8.2 м изучено 35 образцов. Для каждого образца были подсчитаны не менее 300 пыльцевых зерен с параллельной регистрацией спор высших споровых растений и непыльцевых палиноморф (устыиц хвойных растений, водорослей, спор грибов и др.). Подсчет процентного содержания таксонов палиноостатков проводился от суммы пыльцы древесных и травянистых форм. Типы растительности определялись как по соотношению пыльцы доминантных таксонов и групп [14], так и с помощью метода биомаркировки [15].

РЕЗУЛЬТАТЫ

Литологическое строение отложений. В нижней части колонки последовательно (сверху вниз) вскрыты (рис. 3 б): 6.5–7 м – сапропель коричневый, слабо консолидированный (слой 1); 7–7.65 м – сапропель плотный, зелено-вато-желтоватый, минерализованный (слой 2); 7.65–8.1 м – сапропель серый (буровато-серый), минерализованный, с единичными растительными остатками, к низу минерализация и плотность увеличивается; на глубине 7.85 м – прослой

сильно оторфованный (мощность 3 см) (слой 3); 8.1–8.2 м – песок тонкозернистый с прослойками торфа и сапропеля (до 2–3 см), с фрагментами древесины в торфе (слой 4).

В текстуре осадков нижней части керна на уровне 7.8–8.2 м прослеживается ритмичная слоистость, проявляющаяся в чередовании плотного минерального буровато-серого и темного оторфованного сапропеля, торфа и светлых опесчаненных слоев. Выше (6.5–7.8 м) материал постепенно обогащается органикой, становится все более оторзованным, вязким и однотонным.

Возраст отложений. Накопление отложений, вскрытых в нижней части керна NZH-1 происходило в позднеледниковые и раннем голоцене (рис. 3 а). На основании возрастной модели можно утверждать, что самые высокие темпы аккумуляции отложений характерны для глубин 7.7–8.2 м, приходящихся на 14150–12420 кал. л. н. – 120–130 см/тыс. лет (см. рис. 2).

По гранулометрическому составу можно выделить три интервала (6.5–7 м, 7.1–7.9 м, 8–8.2 м), отличающихся режимом седиментации (рис. 3 в). В интервале 6.5–7 м преобладают фракции мелкого и среднего алеврита, на долю которых приходится 42–45 %. На долю мелкого песка приходится в среднем около 1%, на долю очень мелкого песка – около 2–3%. В интервале 7.1–7.9 м значительно уменьшается доля фракции глины и очень мелкого алеврита. Значительно увеличивается содержание фракций очень мелкого (до 17%) и мелкого песка (до 16%). На глубине 8–8.2 м доля глинистой и алевритовых фракций снижается почти до нуля. Фракция мелкого песка на глубине 8.2 м составляет 57%, очень мелкого – 15.4%, среднего – 26%.

Диапазон медианного диаметра частиц (МД) меняется с 5–10 мкм на глубине 6.5–7.9 м до 200 мкм на глубине 8–8.2 м (рис. 3 г). Небольшой скачок отмечен на глубине 7.6 м, где МД составляет 18.2 мкм.

Потери при прокаливании. Ход кривой ППП (рис. 3 д) выявил максимальное содержание ОВ на глубинах 6.7–6.95 и 7.7–7.85 м. Первый интервал повышения ППП (6.7–6.95 м) приурочен к переходу от слоя 1 к слою 2. Максимальное значение содержания ОВ отмечено на глубине 6.7 м – 94.4%. На глубине 7–7.65 м отмечено резкое понижение ППП – среднее значение составляет 30%, максимальное – 42.5% (на глубине 7.1 м). В нижележащем слое (7.7–7.85 м) ППП увеличиваются в 2.5 раза до среднего значения в 74.8%, при этом максимальная величина характерна для глубины 7.7 м – 87.4%.

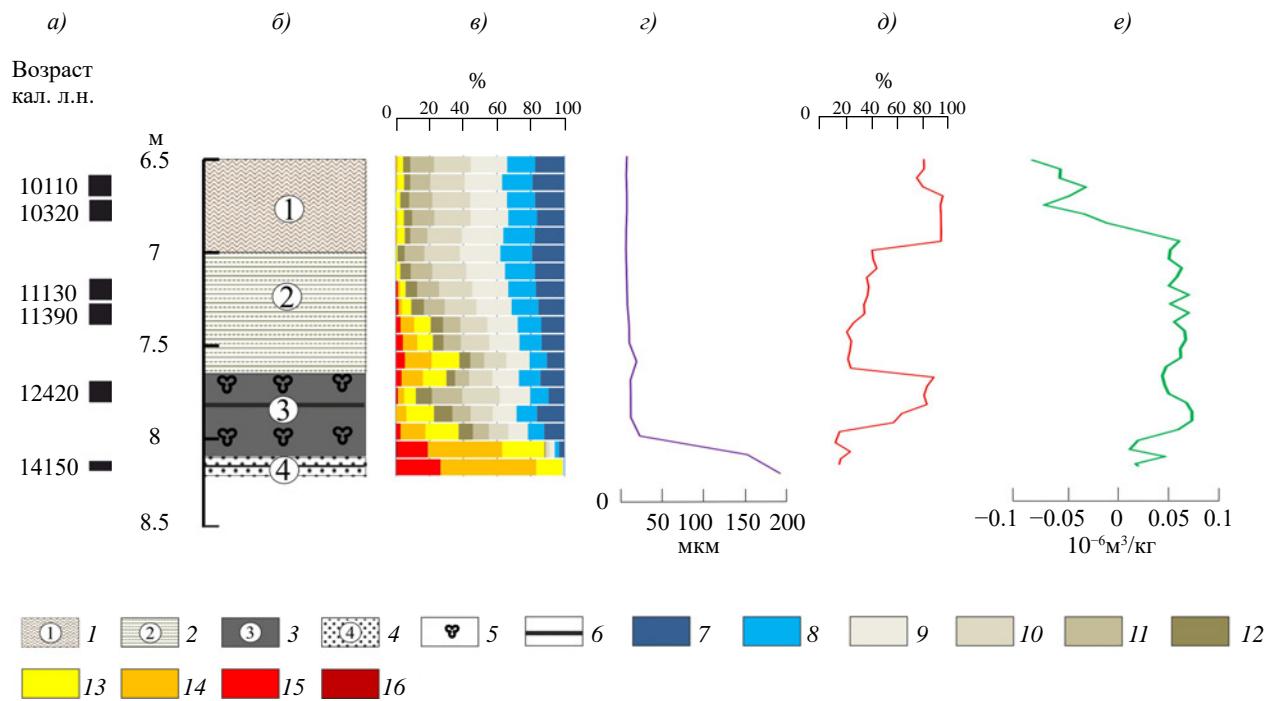


Рис. 3. Строение, состав и возраст донных отложений озера Новожилово.

а – калиброванные радиоуглеродные даты; б – литологическая колонка NZH-1; в – гранулометрический состав; г – медианный диаметр частиц; д – потери при прокаливании при температуре 550 °С; е – удельная магнитная восприимчивость, измеренная при низкой частоте (500 Hz).

Условные обозначения: 1 – сапропель коричневый слабоконсолидированный (слой 1); 2 – сапропель плотный, зеленовато-желтоватый (слой 2); 3 – сапропель серый, буровато-серый, минерализованный (слой 3); 4 – песок (слой 4); 5 – растительные остатки; 6 – прослои торфа. Гранулометрические фракции, мкм: 7 – <2 (глина); 8 – 2–4 (очень мелкий алеврит); 9 – 4–8 (мелкий алеврит); 10 – 8–16 (средний алеврит); 11 – 16–31 (грубый алеврит); 12 – 31–63 (очень грубый алеврит); 13 – 63–125 (очень мелкий песок); 14 – 125–250 (мелкий песок); 15 – 250–500 (средний песок); 16 – 500–1000 (грубый песок)

Магнитная восприимчивость. Характерные участки вариаций кривых МВ дают дополнительные основания для стратиграфического расчленения. По значениям показателя выделяется два интервала с относительно однородными значениями (рис. 3 е): 6.5–6.85 м; 6.9–8.2 м. В первом интервале (6.5–6.85 м) показатель МВ изменяется от -0.100 до -0.011 при среднем $0.063 \cdot 10^{-6} \text{ м}^3/\text{кг}$. Первому интервалу практически полностью соответствует органический осадок, поскольку показатели МВ имеют устойчивые отрицательные значения. На глубине 6.9–8.2 м МВ изменяется от 0.012 до 0.0762 при среднем $0.053 \cdot 10^{-6} \text{ м}^3/\text{кг}$. Интервалу соответствует смешанный осадок с высоким содержанием минерального вещества.

В донных отложениях идентифицирован 71 таксон диатомовых водорослей, принадлежащих к 35 родам. Наибольшее количество диатомовых

водорослей присутствует в образцах с глубин 7–8 м. В целом, доминируют представители родов *Staurosira*, *Staurosirella* и *Pseudostaurosira*. Водоросли являются пионерами, заселяющими формирующиеся водоемы, могут быть устойчивы к нестабильным и меняющимся условиям среды [13]. На глубине 6.5–6.6 м присутствуют единичные находки диатомовых водорослей. Доминантные виды (>10%) на глубине 6.7–6.8 м – *Pinnularia spp.*, 6.9–7 м – *Crenotia thermalis*, *Tabellaria flocculosa*, 7.1 м – *Pseudostaurosira brevistriata*, *Punctastriata lancettula*, *Staurosira cf. tabellaria*, 7.2–7.6 м, – *Ps. brevistriata*, *Pseudostaurosira polonica*, *St. cf. tabellaria*, *Staurosirella cf. ovata*, 7.7 м – *Achnanthidium anastasia*, *C. thermalis*, *Ps. brevistriata*, *St. cf. tabellaria*, 7.8 м – *Nitzschia fonticola*, *Staurosirella cf. pinnata*, *St. cf. tabellaria*, 7.9 м – *St. cf. pinnata*, 8–8.2 м – *P. lancettula*, *St. cf. pinnata*, *St. cf. tabellaria*, *Staurosira cf. venter*, *Ps. brevistriata*.

Результаты палинологического анализа представлены на спорово-пыльцевой диаграмме (рис. 4), на которой по изменению содержания пыльцы доминатов можно выделить три группы палиноспектров.

Первая группа в интервале 7.7–8.2 м характеризуется высоким содержанием колоний зеленых водорослей с максимальной концентрацией видов *Pediastrum* (119–465 тыс. экз./г) и *Botryosoccus* (до 20 тыс. экз./г) в интервале глубин 7.8–8 м. Это указывает на благоприятные условия для развития фитопланктона в сформировавшемся пресноводном водоеме с высоким содержанием ОВ. На глубине 7.7 м были обнаружены семена рдестов (*Potamogeton natans* и *P. filiformis*) – многолетних водных растений, которые растут на мелководьях, характерны для медленно текущих или стоячих вод и маркируют начальный этап развития озера. Общая высокая концентрация пыльцы (100–500 тыс. п.з./г) свидетельствует о хорошей биологической продуктивности существовавших ландшафтов в относительно теплом климате межстадиала бёллинг-аллерёд. Сочетание тундровых (*Betula* sect. *Apterocaryon*=*B. sect. Nanae*, *Salix*), степных (*Ephedra*, *Artemisia*, *Chenopodiaceae*, *Poaceae*) и лесных (*Betula* sect. *Betula* = *B. sect. Albae*, *Larix*) компонентов в палиноспектрах свидетельствует о распространении вокруг водоема перигляциальных ландшафтов с кустарниками зарослями из кустарниковых берез и ивы, а также редколесий из березы древовидной и лиственницы.

Во второй группе палиноспектров в интервале глубин 7.35–7.7 м концентрация пыльцы и водорослей резко сокращается, что отражает ухудшение

условий, и как следствие, снижение биопродуктивности ландшафтов и самого водоема. Преобладание пыльцы полыни (30–45%), присутствие пыльцевых зерен *Ephedra*, *Plumbaginaceae*, *Caryophyllaceae*, *Polygonum*, *Valeriana* и сокращение доли березы древовидной до минимума (менее 10%) свидетельствует об аридизации климата.

Третья группа палиноспектров в интервале глубин 6.5–7.35 м характеризуется преобладанием пыльцы древесных пород (70–82%), удельный вес биома тайги (лесной тип растительности) становится наибольшим. Максимум ели (*Picea* – до 55%) и лиственницы при небольшом увеличении обилия других хвойных пород на фоне уменьшения содержания пыльцы кустарниковых берез (менее 15%) и полыни (5–10%) фиксируется в интервале от 7 до 6.7 м, верхняя граница которого имеет возраст 10513–10244 кал. л. н. Увеличение обилия ели и лиственницы сопровождается находками устьиц хвойных пород. В палиноспектрах с глубины 6.7 м (10246–9730 кал. л. н.) на фоне сокращения ели возрастает обилие березы древовидной (*Betula* sect. *Betula* = *B. sect. Albae*) до 40% и сосны (*Pinus*).

ОБСУЖДЕНИЕ

На основании полученных данных реконструирована история озера Новожилово в контексте развития долины верхней Камы в позднеледниковье – раннем голоцене.

Началу формирования озера, по-видимому, предшествовал этап преимущественно аллювиального морфолитогенеза, предположительно

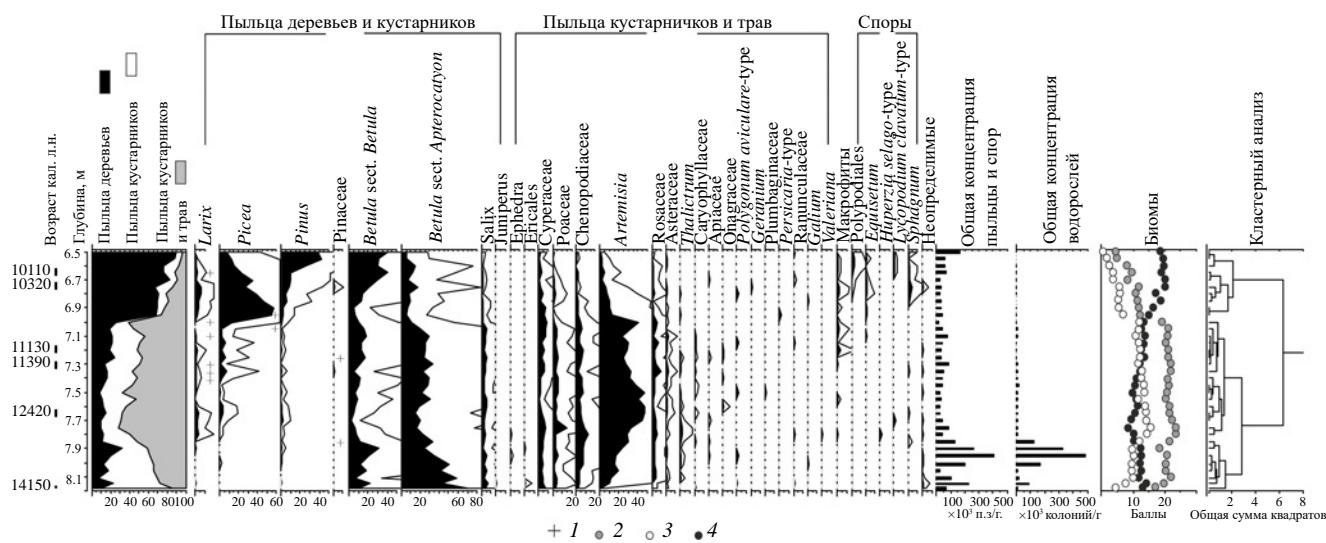


Рис. 4. Спорово-пыльцевая диаграмма отложений скважины NZH-1.

Условные обозначения: 1 – находки устьиц хвойных растений; Биомы: 2 – тундра; 3 – степь; 4 – тайга

времени позднего плениглациала. На это указывают не только значительное содержание песчаной фракции, но и медианный диаметр частиц до 200 мкм на глубине 8.2 м. Мы предполагаем, что формирование озера Новожилово – результат эрозионно-аккумулятивных процессов, преобладавших в пределах древней аллювиальной равнины Камы в позднеледниковые. Морфология озера и геоморфологическая позиция по отношению к современному руслу указывают на сходство с западно-сибирскими сорами – крупными мелководными водоемами, которые формируются на пойме Оби во время длительных и высоких половодий [16]. Стоит отметить, что при бурении верхового болота Камской экспедицией ВСЕГЕИ (1938–1939 гг.) мелкозернистые серые пески, вскрытые скважиной на юго-западном берегу озера Новожилово на глубине 8 м, интерпретировались геологами, как “древнеаллювиальные” [7].

Первый этап озерно-аллювиального (переходного) осадконакопления пришелся на 14150–13500 кал. л. н. (глубины 8–8.2 м) и охватывал межстадиал бёллинг-аллерёд. Это время характеризовалось ритмичностью обстановок – чередованием в базальной части керна слойков сапропеля, торфа и песка. Скорость аккумуляции отложений была в это время самой интенсивной.

Средние значения ППП составили 14%, что соответствует органоминеральному осадку и озерно-аллювиальным условиям. Граница между первым и вторым этапами – эрозионная, с резким повышением значений содержания ОВ, что соответствует завершению периода активного размыва отложений.

Чередование по глубине находок диатомей *Staurosirella cf. pinnata* и *Pseudostaurosira brevistriata* косвенно подтверждает быструю смену обстановок проточного водоема на озеро со спокойным гидродинамическим режимом и наоборот. Осоки и злаки при участии разнотравья формировали прибрежно-водные и луговые сообщества. Эфедра и марево-полынные группировки занимали незадернованные участки и сухие местообитания с бедными песчаными почвами. Древовидные бересклеты произрастали в окрестностях водоема в небольшом количестве. Хвойные породы (вероятно, лиственница) также встречались, на что указывает присутствие единичной пыльцы *Larix* и находка устьица *Pinaceae*. Хотя для этапа бёллинг-аллерёд характерно продвижение на север лесных экосистем до 60° с. ш. и распространение разреженных хвойных и мелколиственных лесов в сочетании с тундровыми и степными сообществами [17], наши данные не свидетельствуют о преобладании лесного типа растительности.

Второй этап озерно-аллювиального осадконакопления. Увеличение содержания ОВ на глубине 7.7–8 м (13500–12420 кал. л. н.) свидетельствует о росте биопродуктивности сформировавшегося водоема. Содержание песчаной фракции по сравнению с нижележащими слоями уменьшилось, а алевритовой, наоборот, увеличилось. Обстановки непроточного водоема со слабощелочной реакцией среды и высокой продуктивностью идентифицируют находки диатомей *Staurosirella cf. pinnata* на глубине 7.8–7.9 м.

Показатели МВ при этом свидетельствуют о преобладании аллювиальных (минерагенных) условий осадконакопления. Возможным объяснением этого мог служить рост числа высоких половодий на Каме [8], во время которых минеральные частицы могли попадать в озеро. При сравнении с кривой активности флювиальных эпох [18], это время соответствует усилению эрозионно-аккумулятивных процессов на Восточно-Европейской равнине в период 13700–11800 кал. л. н.

Третий этап озерно-аллювиального (переходного) осадконакопления относится к позднему дриасу – началу голоцене (12420–10700 кал. л. н., глубины 7–7.7 м). Период характеризовался снижением содержания ОВ. В гранулометрическом составе повышается содержание глинистой фракции, при этом на глубине 7.3–7.7 м увеличивается доля песка. Значения МВ, кратковременное повышение доли песчаной фракции, а также небольшой скачок МД на глубине 7.6 м в целом указывают на преобладание аллювиального привноса вещества. Косвенно это подтверждают и находки диатомовых водорослей *Staurosirella cf. ovata* на глубине 7.5–7.6 м. Обычно они идентифицируют проточный режим при возможном понижении уровня водоема и активизации эрозионных процессов на водосборе [13].

Сочетание тундровых, степных и лесных компонентов в палиноспектрах позднего дриаса указывают на господство открытых ландшафтов перигляциального типа с преобладанием марево-полынных группировок, осоковыми и злаково-разнотравными сообществами, кустарниково-ыми зарослями из ивы и кустарниковых бересклетов и единичными лиственницами. Более холодные условия перехода от позднего дриаса к голоцену идентифицируют также находки диатомей арктоальпийского типа *Tabellaria flocculosa* на глубине 6.9 м.

Четвертый этап преимущественно озерного осадконакопления (10700–9730 кал. л. н., глубины 6.5–7 м) характеризовался преобладанием органического осадка по данным измерения МВ. Темпы осадконакопления установились на отметке

50 см/тыс. лет — самой низкой скорости аккумуляции донных отложений озера. По результатам анализа ППП, содержание ОВ по сравнению с предыдущим этапом увеличивается почти в 3 раза (в среднем до 87%). В гранулометрическом составе отложений преобладала алевритовая фракция с незначительным участием очень мелкого песка, что вполне может указывать на эоловый привнос или высокие уровни воды в Каме во время половодий. Для сравнения, в Молого-Шекснинской низменности в это время отмечается резкий и устойчивый переход к органогенному режиму осадконакопления, практически полное прекращение минерагенной аккумуляции [19].

Переход к активному заболачиванию на водосборе озера идентифицируют находки диатомей рода *Pinnularia* на глубине 6.7–6.8 м. Увеличение доли пыльцы древесных пород в палиноспектрах раннего голоценена характерно для лесного типа растительности и отражает распространение лиственнично-еловых редколесий с участием кустарниковых бересек в пре boreальном периоде (10510–10240 кал. л. н.) и березовых лесов при участии ели и сосны в boreальном периоде (10250–9730 кал. л. н.). С глубины 6.65 м стала возрастать общая концентрация пыльцы в палиноспектрах, соответствующих boreальному периоду. Подобное замещение перигляциальных растительных сообществ лесной растительностью было характерно для территории Восточно-Европейской равнины во время перехода от позднего неоплейстоцена к раннему голоцену [20].

ВЫВОДЫ

На основе хроно-, био- и литостратиграфических данных удалось получить высокоразрешающую запись перехода от позднеледникового к раннему голоцену в пределах южной части Камско-Кельминской низменности. Можно утверждать, что осадки озера Новожилово представлены двучленной толщей озерно-аллювиальных и озерных отложений. Возраст осадков в базальной толще керна — 14150–13500 кал. л. н., что хронологически соотносится с бёллингом и аллёрёдом.

Чередование органо-минерального озерного ила, торфа и песка с диатомовыми водорослями, идентифицирующими смену лимнологических обстановок в перигляциальных условиях, изменение биопродуктивности и темпов осадконакопления позволило выделить этап преимущественно аллювиального морфолитогенеза, три этапа озерно-аллювиального осадконакопления и этап озерной аккумуляции. Особенности гранулометрического состава отложений выявили периодическую

связь озера с эрозионно-аккумулятивными процессами на водосборе, главным образом, с деятельностью р. Камы аналогично формированию соров в Западной Сибири.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Палинологические исследования выполнены за счет гранта Российского научного фонда № 23-68-10023, <https://rscf.ru/project/23-68-10023/>. Радиоуглеродное датирование и калибровка выполнены в рамках государственного задания ИГРАН, FMWS-2024-0003.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Квасов Д. Д. Позднечетвертичная история крупных озер и внутренних морей Восточной Европы. Л.: Наука, 1975. 280 с.
2. Назаров Н. Н., Копытов С. В., Жуйкова И. А., Чернов А. В. Плейстоценовые каналы стока в южной части Кельминской ложбины (Камско-Вычегодское междуречье) // Геоморфология. 2020. № 4. С. 74–88.
<https://doi.org/10.31857/S0435428120040070>
3. Panin A. V., Astakhov V. I., Lotsari E., Komatsu G., Lang J., Winsemann J. Middle and Late Quaternary glacial lake-outburst floods, drainage diversions and reorganization of fluvial systems in northwestern Eurasia // Earth-Science Reviews. 2020. Vol. 201. 103069.
<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.103069>
4. Lysa A., Larsen E., Buylaert J.-P., Fredin O., Jensen M., Kuznetsov D. Late Pleistocene stratigraphy and sedimentary environments of the Severnaya Dvina-Vychegda region in northwestern Russia // Boreas. 2014. Vol. 43. P. 759–779.
<https://doi.org/10.1111/bor.12080>
5. Зарецкая Н. Е., Панин А. В., Голубева Ю. В., Чернов А. В. Седиментационные обстановки и геохронология перехода от позднего плейстоцена к голоцену в долине р. Вычегда // ДАН. Сер. Геология. 2014. Т. 455. №1. с. 52–57.
<https://doi.org/10.7868/S0869565214070238>
6. Zaretskaya N. E., Panin A. V., Utkina A. O., Baranov D. V. Aeolian sedimentation in the Vychegda river valley, north-eastern Europe, during MIS 2–1 // Quaternary International. 2024. P. 83–89.
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2023.05.022>
7. Зилинг Д. Г., Капитанова К. В., Кулагин С. И., Галушкин Ю. А., Симонов А. Н., Корганова Л. С. Отчет о результатах инженерно-геологических исследований, проведенных Камской партией в зоне проектируемого Верхне-Камского водохранилища (на участке от с. Бондюг до с. Гайны) в 1958–59 гг. М.: Мингео СССР, 1960. 830 с.

8. Lapteva E. G., Zaretskaya N. E., Lychagina E. L., Trofimova S. S., Demakov D. A., Kopytov S. V., Chernov A. V. Holocene vegetation dynamics, river valley evolution and human settlement of the upper Kama valley, Ural region, Russia // Vegetation History and Archaeobotany. 2023. Vol. 32. P. 361–385.
<https://doi.org/10.1007/s00334-023-00913-5>
9. Reimer P., Austin W. E. N., Bard E. et al. The IntCal20 Northern Hemisphere radiocarbon age calibration curve (0–55 cal kBP) // Radiocarbon. 2020. Vol. 62. No. 4. P. 725–757.
<https://doi.org/10.1017/RD.C.2020.41>
10. Heiri O., Lotter A. F., Lemcke G. Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results // J. Paleolimnol. 2001. No. 25. P. 101–110.
<https://doi.org/10.1023/A:1008119611481>
11. Maher B. A. Magnetic properties of modern soils and Quaternary loessic paleosols: paleoclimatic implications // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 1998. Vol. 137 (1–2). P. 25–54.
[https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(97\)00103-X](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(97)00103-X)
12. Battarbee R. W., Jones V. J., Flower R. J. Diatoms // Tracking Environmental Change Using Lake Sediments. Terrestrial, Algal and Siliceous Indicators. 2001. Vol. 3. P. 155–202.
13. Куликовский М. С., Глушенко А. М., Генкал С. И., Кузнецова И. В. Определитель диатомовых водорослей России. Ярославль: Филигрань, 2016. 804 с.
14. Чернова Г. М. Спорово-пыльцевой анализ отложений плейстоцена-голоцен. СПб.: Изд-во СПбГУ, 2004. 128 с.
15. Prentice C., Guiot J., Huntley B. et al. Reconstructing biomes from palaeoecological data: a general method and its application to European pollen data at 0 and 6 ka // Climate Dynamics. 1996. Vol. 12. P. 185–194.
<https://doi.org/10.1007/BF00211617>
16. Белецкая Н. П. Генетическая классификация озерных котловин Западно-Сибирской равнины // Геоморфология. 1987. № 1. С. 50–58.
17. Маркова А. К., Кольфсхотен Т., Симакова А. Н., Пузаченко А. Ю., Белоновская Е. А. Экосистемы Европы в период позднеледникового потепления бёллинг-аллерёд (10.9–12.4 тыс. лет назад) по палинологическим и териологическим данным // Известия РАН. Сер. геогр. 2006. № 1. С. 15–25.
18. Panin A. V., Matlakhova E. Yu. Fluvial chronology in the East European Plain over the last 20ka and its palaeohydrological implications // Catena. 2015. Vol. 130. P. 46–61.
<https://doi.org/10.1016/j.catena.2014.08.016>
19. Садоков Д. О., Сапелко Т. В., Бобров Н. Ю., Меллес М., Федоров Г. Б. Позднеледниковая и раннеголоценовая история озерного осадконакопления на севере Молого-Шекснинской низменности на примере озера Белого (Северо-Запад России) // Вестник СПбГУ. Науки о Земле. 2022. Т. 67. Вып. 2. С. 266–298.
<https://doi.org/10.21638/spbu07.2022.204>
20. Палеоклиматы и палеоландшафты внетропического пространства Северного полушария. Поздний плейстоцен – голоцен. Атлас-монография / А. А. Величко, О. К. Борисова, В. П. Гричук и др.; отв. ред. А. А. Величко. М.: ГЕОС, 2009. 119 с.

**THE ENVIRONMENT OF THE UPPER KAMA REGION DURING
THE LATE GLACIAL AND EARLY HOLOCENE AS REVEALED
BY THE STUDY OF BOTTOM SEDIMENTS
FROM LAKE NOVOZHILOVO**

© 2025 S. V. Kopytov^{a,e,‡}, N. E. Zaretskaya^{b,c}, E. A. Konstantinov^b, E. G. Lapteva^{d,e},
P. Yu. Sannikov^a, N. V. Sychev^b, E. A. Mekhonoshina^a

Presented by Academician of the RAS S.A. Dobrolyubov July 2, 2024

^a*Perm State University, Perm, Russia*

^b*Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

^c*Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

^d*Institute of Plant and Animal Ecology, Ural Branch, Russian Academy of Sciences, Yekaterinburg, Russia*

^e*Perm State Humanitarian Pedagogical University, Perm, Russia*

[‡]*E-mail: sergkopytov@gmail.com*

For the first time, a high-resolution record of natural events covering the Late Glacial and Early Holocene (14 150–9 730 cal BP) was obtained for the southern part of the Kama-Vychedda watershed based on drilling sediments in lake Novozhilovo (Kama-Keltma lowland, Upper Kama basin). The article presents the results of the study on the reconstruction of sedimentation conditions, based on paleobotanical, sedimentological and radiocarbon dating analyses. The beginning of the lake's formation was apparently preceded by a period of predominantly alluvial morpholithogenesis, which is thought to correspond to the LGM. There were four stages in the evolution of the lake basin, with the first three characterized by lacustrine-alluvial sedimentation that was predominantly mineralogenic in nature, and the fourth stage marked by typical lacustrine organic-rich sedimentation. The first stage covered the Bølling-Allerød interstadial period from 14 150 to 13 500 cal BP, and it was characterized by the accumulation of sand under conditions of high water flow. At the boundary between the Allerød and Younger Dryas periods, bioproductivity increased significantly. During the second stage, which lasted from 13 500 to 12 420 cal BP, water exchange slowed down and organic-mineral lake sediment formed. The third stage, known as the transitional sedimentation period, refers to the Younger Dryas and Early Holocene periods (12 420–10 700 cal BP). During this time, alluvial inputs predominated, with a decrease in organic matter content. Finally, the fourth stage, the eutrophic lake stage (10 700–9 730 cal BP), was characterized by a high organic matter content in sediment, and an increase in the size of silty particles.

Keywords: Late Neopleistocene, Holocene, Late Glacial, alluvial morpholithogenesis, bottom sediments, geochronology, lithostratigraphy, palynological analysis, diatom analysis