

ПАЛЕОКЛИМАТ, ПАЛЕОГИДРОЛОГИЯ И ПАЛЕОКРИОГЕНЕЗ НА ЮГО-ВОСТОКЕ САЯНО-ТУВИНСКОГО НАГОРЬЯ В ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЬЕ И ГОЛОЦЕНЕ (ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ИЗУЧЕНИЯ ИСТОРИИ ОЗЕРА ТЕРЕ-ХОЛЬ)

А.В.Панин¹, М.А.Бронникова², О.Н.Успенская³, Ю.Н.Фузеина¹, Е.Д.Шеремецкая¹,
Е.В.Селезнева¹, Е.А.Константинов², Д.В.Магрицкий¹, А.Ланг⁴

¹ Московский государственный университет имени М.В.Ломоносова; e-mail: a.v.panin@yandex.ru

² Институт географии РАН, Москва

³ Институт овощеводства РАСХН, Московская область, Раменский район, д. Верея

⁴ Университет г.Ливерпуль, Великобритания

Озеро Тере-Холь (50,6150° с.ш., 97,3853° в.д.) располагается в небольшой тектонической впадине, имеет площадь 33 км², среднюю глубину 0,5 м, максимальную глубину 1,9 м. На берегах озера имеется многолетняя мерзлота, под озером – сквозной талик. Во время эпохи мощного речного стока в конце плейстоцена (после последнего ледникового максимума) на дно впадины выдвигались аллювиальные конуса местных и транзитных рек, обособившие относительно пониженный юго-западный угол впадины. Паводковая активность упала к середине позднего дриаса (около 12200 л.н., здесь и далее – в календарных годах) В период 12200–11000 л.н. гравийно-щебнистые конуса были перекрыты 2–3-метровым слоем тонкозернистого аллювия фации разливов. Озеро имеет термокарстовое происхождение: его появление (11000 л.н.) и расширение его акватории (особенно значительное 9500 л.н. и, возможно, 7300 л.н.) – результат активизации таяния мерзлоты вследствие локального обводнения речными паводками. Условия для такого обводнения были созданы аллювиальным подпруживанием – изоляцией юго-восточного замыкания дна впадины выдвинувшимися в позднеледниковье конусами местных и транзитных рек. Изменения водного режима озера служат индикатором изменений увлажненности климата в голоцене. Первая половина голоцена (до 6200 л.н.) характеризовалась неустойчивым увлажнением, резкими изменениями притока воды в озеро. Повышенном речным стоком отличались интервалы: 11000–10500 л.н., 9500–9300 л.н., 7300–6200 л.н. (максимум увлажненности). В течение второй половины голоцена (после 6200 л.н.) происходила направленная аридизация. Несколько более многоводными были интервалы 3800–3500 л.н. и 2700–2300 л.н., в основном за счет роста подземного водного питания. В засушливые маловодные эпохи 6200–3800 л.н. и 2000 л.н. – наст.вр. сквозное зимнее промерзание приводило к формированию внутриозерных бугров пучения, которые оказались достаточно устойчивыми и представляют сейчас две возрастные генерации многочисленных озерных островов. Последние 2000 лет отличаются наиболее сильной и устойчивой аридизацией, на фоне которой выделяется относительной многоводностью XX век.

"...следует напомнить об ... интересном факте – широком распространении в Туве легенды о Пор-Бажин, утверждающей, что озеро возникло после сооружения крепости... Возможно, что в VIII в оно было сравнительно небольшим или даже его совсем не было, но на этот вопрос должны дать ответ исследования геоморфологов".

С.И. Вайнштейн [1964, с.113]

Озерные водоемы интегрируют водный баланс окружающей территории, и изменения уровней озер в современной, исторической и более древней ретроспективе служат индикатором динамики природных процессов, в особенности климатических изменений, в прошлом. Само появление или исчез-

новение озер указывает на существенные изменения природной обстановки, рубежи, разделяющие последовательные этапы ландшафтного развития. Озерные отложения содержат (квази) непрерывную запись природных изменений и представляют наиболее полный источник такой информации в арид-

ных и субаридных районах. Изучение истории озер вносит большой вклад в реконструкцию истории природной среды Алтае-Саянского региона и Северной Монголии [Tarasov et al., 2000; Krivonogov et al., 2005; Blyakharchuk et al., 2008; Gillespie et al., 2008]. В этом регионе отсутствием крупных озер выделяется Саяно-Тувинское нагорье, что значительно ограничивает возможности исследования позднеплейстоцен-голоценовой истории этого района. Результаты настоящего исследования частично компенсируют данный пробел. Комплексом методов изучены колонки донных отложений озера Тере-Холь на юго-востоке Тувы, охватывающие всю историю существования современного озерного водоема в Терехольской впадине. Это позволило определить время и причины образования озера, проследить изменения его водного режима и получить первые данные о палеоклимате юго-востока Тувы голоцене.

Объект исследования

Озеро Тере-Холь (одноименное озеро имеется в 170 км к ЗЮЗ, на восточном краю Убсунурской котловины) находится в юго-западном углу Терехольской впадины (рис. 1). В последнее время озе-

ро привлекло к себе внимание, в том числе международное [Harke, 2010], в связи с исследованием древнейуйгурского историко-архитектурного памятника «крепость Пор-Бажин» (середина VIII в н.э.), располагающегося на одном из озерных островов (50°36'54" с.ш., 97°23'07" в.д.). Важность знания истории озера для интерпретации памятника, отмечавшаяся еще одним из его первых исследователей С.И. Вайнштейном [1964], послужила дополнительным мотивом для постановки настоящих исследований.

Терехольская впадина – небольшой сдвиговый рифт на юго-западном замыкании Байкальской рифтовой зоны. По геофизическим данным, кристаллическое основание впадины находится на глубинах от 300 м до более 700 м [Кошурников и др., 2008]. Дно впадины представляет пологонаклонную (2–3°) к северо-западу аллювиально-пролювиальную равнину, составленную обширными позднеплейстоценовыми конусами выноса рек Балыктыг-Хем, Эми, Сарыг-Эр и нескольких более мелких водотоков, вступающих на дно впадины преимущественно со стороны ее юго-восточного борта (рис. 1). Общий перепад высот в пределах дна впадины достигает 50–60 м. Ровная поверхность возвышенных и наклонных участков днища отли-

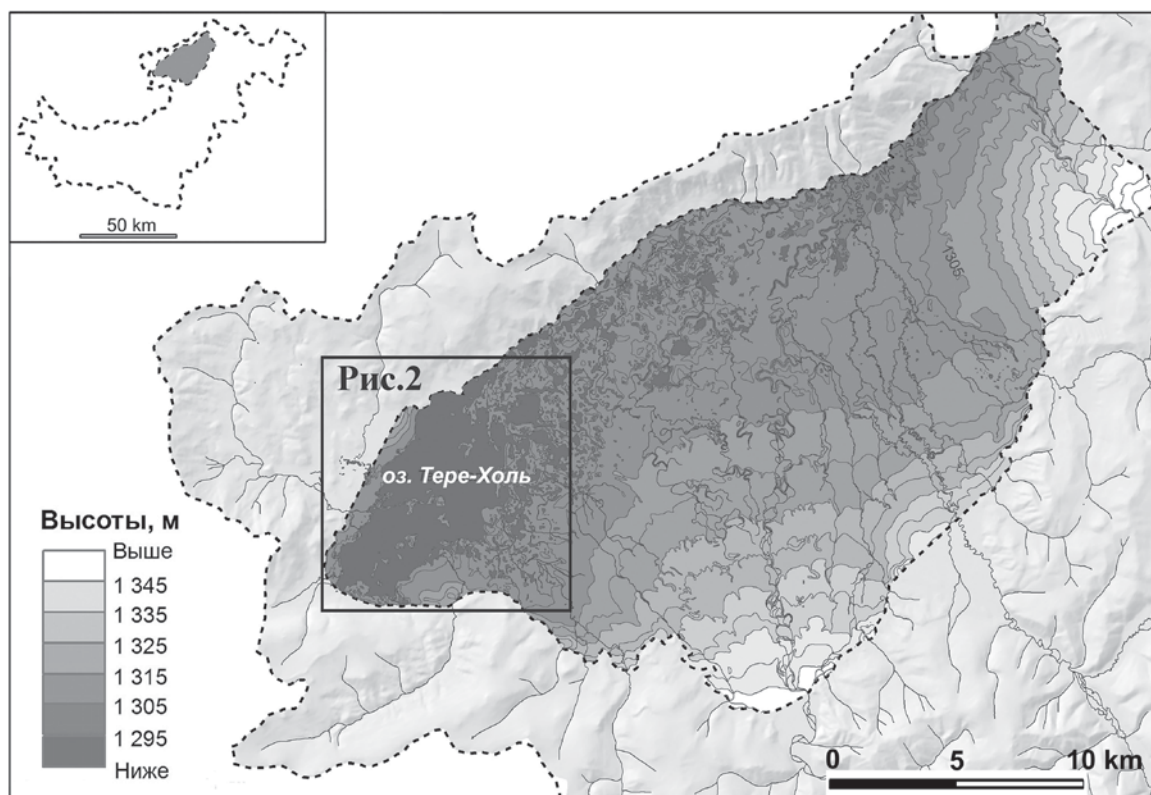


Рис. 1. Гипсометрическая карта дна Терехольской впадины. Пунктирные линии – границы дна впадины и ее водосборного бассейна (врезка).

чается сравнительно однородным растительным покровом. Сухие степи, в том числе залежные, и луговые степи формируют здесь мозаику в зависимости от локальных условий увлажнения, регулируемых рельефом, гранулометрическим составом почв и мощностью деятельного слоя. Древесно-кустарниковые сообщества здесь занимают узкие полосы вдоль русел рек и ручьев.

Самая низкая часть дна впадины проходит вдоль подножья ее северо-западного борта, оставляя впечатление опущенного тектонического блока, маркированного четкой сменой растительности и общего рисунка ландшафта (рис. 1). Для нее характерен мерзлотно-термокарстовый рельеф с неоднородной топографией, выражающейся в мозаичности растительного покрова: сочетании участков лиственничной тайги и влажных луговых степей и лугов с тундровым элементом (ерники) с разбросанными между ними многочисленными термокарстовыми озерами. Локальные возвышения рельефа (формы мерзлотно-пучения или термокарстовые останцы первоначальной поверх-

ности) маркируются пятнами злаковых степей. На юго-западном замыкании этой низкой ступени дна впадины находится озеро Тере-Холь.

Водосбор озера площадью 286 км², расположен на бортах впадины и прилегающих среднегорьях плато Сангилен, сложенных мраморами и мраморизованными известняками верхнего рифея, прорванными раннепалеозойскими интрузиями гранитоидов. Преобладание на водосборе карбонатных пород оказало существенное влияние на характер озерной седиментации в голоцене: огромное количество карбонатов поступало и продолжает поступать в озеро как с жидким, так и с твердым стоком, определяя химизм озерного осадконакопления. При площади 33,2 км² (из них 30,3 км² – акватория и 2,9 км² – острова) озеро Тере-Холь отличается мелководностью. По данным батиметрической съемки (рис. 2), средняя глубина озера – 0,5 м. Около четверти акватории имеет глубину менее 0,2 м (в основном, на северо-востоке). В наиболее глубокой юго-западной части озера глубина составляет 1,2–1,3 м. Лишь от-

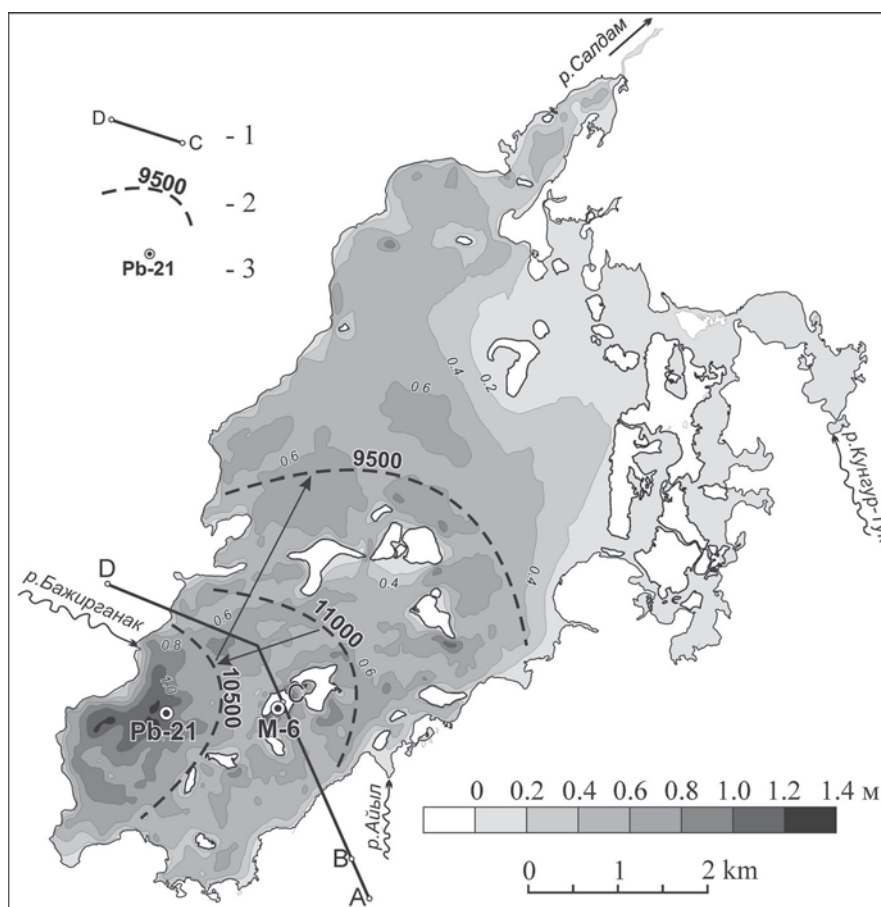


Рис. 2. Батиметрическая карта озера Тере-Холь.

1 – линия профиля (рис. 3, 5); 2 – предполагаемые границы акватории в раннем голоцене (цифры – календарный возраст); 3 – скважины и разрезы, описываемые в тексте.

дельные термокарстовые ямы у берегов острова Пор-Бажин достигают глубины 1,9 м. Сезонные колебания уровня невелики – в пределах первых дециметров, чему способствует проточный характер озера (на северо-востоке из него вытекает р.Салдам – левый приток Балыктыг-Хема) и преобладание подземного питания.

Для понимания современной и голоценовой морфодинамики важны некоторые климатические характеристики района. Климат Терехольской впадины резко континентальный с продолжительной холодной зимой (Тянв= -29°C) и теплым летом (Тиюль= $14,0^{\circ}\text{C}$). Среднегодовое количество осадков около 320 мм, из которых лишь 10–20% выпадает в твердом виде, хотя средняя продолжительность существования устойчивого снежного покрова превышает полгода (200 суток). В ветровом режиме преобладают западные ветры (из 8 румбов) – 34% от общей продолжительности ветреной погоды в течение года, а все западные румбы в сумме (З+ЮЗ+СЗ) – 57%. Самые ветреные месяцы год – апрель и май, на которые приходится период освобождения озера ото льда. В эти месяцы наблюдается минимальная за год доля штилей – соответственно 52 и 58% (средняя за год – 70%) и максимальная средняя месячная скорость ветра – 1,5 и 1,6 м/с (средняя годовая – 0,9 м/с). В эти же месяцы наблюдается максимальная доля ветров западных румбов – 77 и 72%. Такой ветровой режим непосредственно сказывается на характере воздействия плавучих льдов на озерные берега.

Отрицательная среднегодовая температура (-6°C), суровость и малоснежность зим и короткий безморозный период (средняя продолжительность 32 дня) располагают к существованию на дне впадины многолетнемерзлых пород (ММП). По данным электроразведки [Кошурников и др., 2008], на юго-западе впадины мощность ММП достигает 170 м. При этом под акваторией озера существует талик, который прерывается на островах линзами мерзлоты мощностью 20–25 м (рис. 3). Типичная мощность деятельного слоя в супесчано-суглинистых грунтах составляет 1,5–2 м, уменьшаясь до 0,8–1,0 м в затененных местах; в песчано-гравийных грунтах деятельный слой мощнее – 2,5–3 м и более.

Распространенная причина образования озерных водоемов в тектонических впадинах – неравномерное опускание их дна. Однако в [Панин и др., 2009] показано, что в случае Терехольской впадины наиболее вероятное объяснение неравномерности поля высот на ее дне – аллювиальная перекомпенсация прогибания при асимметрии водосборной площади (рис.1, врезка), когда обломочный материал поступал во впадину преимущественно с одной, юго-восточной стороны.

Другая теоретически вероятная причина образования озера – ледниковое подпруживание. Это явление было широко развито во время последнего ледникового максимума в горных районах Южной Сибири и Северной Монголии, и многие горные озера имеют остаточное-ледниковое происхождение [например, Blyacharchuk et al., 2008]. Ледниково-подпрудное озеро существовало в это время в Дархадской впадине [Gillespie et al., 2008], был значительно поднят ледниковой, а затем моренной подпрудой уровень озера Хубсугул [Krivonogov et al., 2005]. По данным [Gillespie et al., 2008], в Дархадской впадине и ее горном окружении в максимальную стадию последнего оледенения (17–19 тыс.кал.л.н.) при высоте снеговой линии 2100–2400 м.абс. долинные ледники спустились до высот 1600 м. абс. Для соседней Терехольской впадины, высота горного окружения которой заметно ниже, оснований предполагать спуск ледников на дно впадины нет: его абсолютные высоты 1280–1350 м., а геоморфологические и геологические признаки моренной аккумуляции – отсутствуют.

Методы исследования

Для выяснения возраста и происхождения и реконструкции истории озера был заложен ряд шурфов и скважин в пределах акватории, на островах и приозерной аллювиально-пролювиальной равнине (рис. 2). Для извлечения колонок озерных отложений в верхнем метре разреза, представленном мягкими илами, использовался озерный бур, известный как Russian corer, с отборником длиной 1 м и диаметром 10 см. В более плотных ниже лежащих осадках бурение и отбор осуществлялись с помощью полуцилиндрического отборника диаметром 3 см. При бурении опорной озерной скважины Рb-21 для увеличения объема отбираемого материала и производилось бурение двух параллельных скважин, масштаб глубин которых контролировался на месте путем визуального сопоставления кернов. Проводился сплошной отбор керна с дискретностью 2–5 см, с учетом визуально фиксируемых литологических границ. В нижней половине скважины керн местами анализировался с более широкими интервалами ввиду нехватки материала на все виды анализа вследствие неполного извлечения керна. Перерыв в интервале 160–170 см связан с утратой керна при извлечении отборника из воды. Опорная островная скважина М-6 была пробурена мерзлотным буром Oleo-Mac с диаметром отборника 7 см. Произведен сплошной отбор керна с регулярным интервалом 5 см. Перерывы в пробоотборе связаны с присутствием прослоев льда толщиной >5 см.

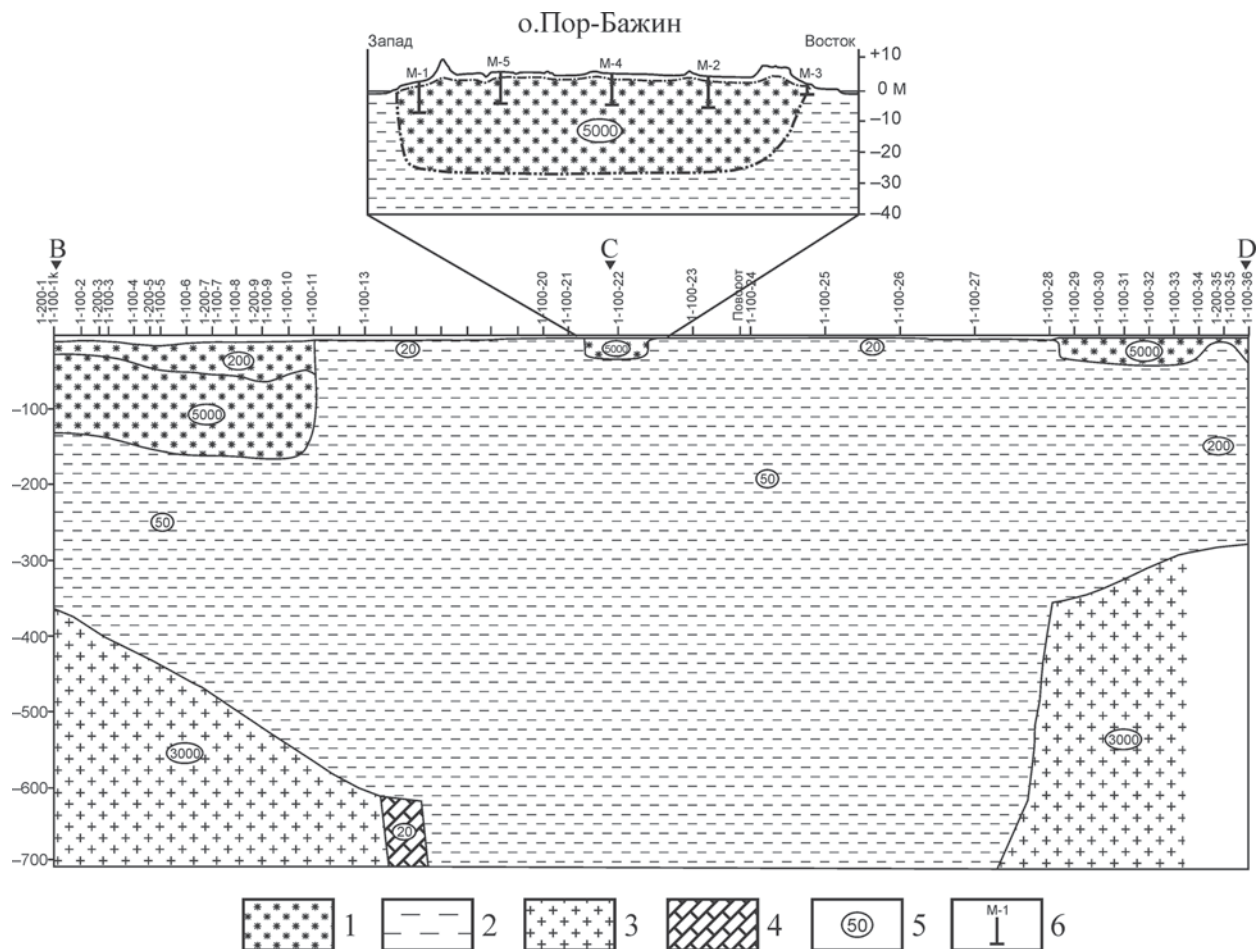


Рис. 3. Разрез юго-западной части Терехольской впадины по данным электроразведки ([Кошурников и др., 2008] с уточнениями в [Панин и др., 2012]). Положение профиля показано на рис. 1Б. За «0» шкалы высот принят уровень озера Тере-Холь.

1 – многолетнемерзлые породы; 2 – талые плиоцен-четвертичные осадочные породы; 3, 4 – породы палеозойского кристаллического фундамента (3 – высокоомные, 4 – низкоомные); 5 – значения электрического сопротивления пород, Ом; 6 – геокриологические скважины.

По отобранным образцам выполнялись следующие виды анализов:

1. *Литологический анализ* включал определение содержания основных осадкообразующих компонентов и гранулометрический анализ минеральной части.

Содержание органической, карбонатной и терригенной (кластической) составляющих осадка определялось через потери при прокаливании (LOI). При прокаливании образца в течение 4–5 часов при температуре 550° сгорает органический углерод, при 950° удаляется CO₂ из карбонатной составляющей [Bengtsson, 1986; Heiri et al., 2001]. В допущении, что карбонаты в образце представлены преимущественно кальцитом, его масса в образце рассчитывалась из отношения молярных масс: CaCO₃ = (LOI₉₅₀ – LOI₅₅₀) × 2,27. Карбонатное вещество очень разнообразно по морфологии и

по генезису. Присутствует некоторое количество биогенных карбонатов – раковин моллюсков. Микроскопическое изучение озерных осадков показало и наличие аллохтонных (терригенных) карбонатов – обломков мраморов и доломитов. Однако большая часть карбонатного вещества имеет хемогенное происхождение.

Для гранулометрического анализа образцы высушивались, растирались с целью удаления агрегатов и последовательно подвергались обработке 4% соляной кислотой (HCl) для удаления карбонатной составляющей и 10% перекисью водорода (H₂O₂) для удаления органического вещества с отмывкой дистиллятом в конце каждой обработки [Фролов, 1993]. Для максимальной детальности гранулометрического анализа размерные фракции выделялись в соответствии с дробной логарифмической гамма-шкалой В.П. Батурина [1947].

Гамма-шкала представляет геометрическую прогрессию с шагом 101/10 (...-1,0-1,25-1,6-2,0-2,5-3,2-4,0-5,0-6,3-8,0-10-...). Эта шкала удобна тем, что при необходимости путем объединения фракций легко конвертируется в стандартную (т.н. техническую) шкалу, принятую в отечественной литологии (...-1,0-2,5-5,0-10-...), а также в некоторые международные шкалы (например, в ф-шкалу Крамбейна). Для фракций крупнее 0,1 мм применялся метод сухого рассева с использованием виброгрохота Analysette 3 Pro (Fritsch). Фракции мельче 0,1 мм после диспергации агрегатов 4% раствором пиррофосфата натрия измерялись на лазерном анализаторе размерности частиц Analysette 22 (Fritsch). При интерпретации результатов следует учесть, что, по сравнению с классическими гидравлическими методами, оптические методы определения крупности частиц несколько занижают содержание глинистых фракций [Konert, Vanderbergh, 1997].

2. *Валовой химический анализ* осадков проводился рентген-флюоресцентным методом на спектрометре последовательного действия PW 2400 в лаборатории Института геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН. Образцы предварительно прокаливались при 950° для удаления органического вещества и карбонатов, потери при прокаливании (ППП) фиксировались повторным взвешиванием. Диагностическое значение для реконструкции условий осадконакопления имеет, прежде всего, соотношение силикатов (породообразующих элементов силикатных пород – Si, Al, Fe, Mg, Na, K) и карбонатов (большая часть Ca). Большая часть карбонатов поступает в озеро в растворенном виде как с поверхностным, так и с подземным стоком. Силикаты слабо растворимы и приносятся в озеро преимущественно в виде обломков пород и минералов с поверхностным стоком. С некоторыми допущениями можно считать, что соотношение силикатной и карбонатной фаз в осадке отражает соотношение поверхностного и подземного стока в водном питании озера. Чем выше содержание карбонатов в осадке, тем меньше в нем терригенного материала, тем менее значительна роль поверхностного стока в питании озера. Высокое содержание таких петрогенных элементов, как Si, Al, Fe, Mg, Na, K, напротив, говорит о значительной доле поверхностного стока в водном питании озера: с речными водами в озеро поступают не только растворенные карбонаты, но и продукты механической денудации, в результате чего доля карбонатов в осадке падает. Как следует из результатов радиоуглеродного датирования, росту доли силикатов в озерных осадках соответствует общее увеличение скорости осадконакопления,

а наименьшие скорости соответствуют наиболее карбонатным осадкам.

3. *Комплексный количественный групповой биоанализ* проводился по методике Н.В. Кордэ [1960], модифицированной О.Н. Успенской [1986]. Он заключается в подсчете сохраняющихся в отложениях микроостатков водорослей всех отделов, беспозвоночных животных, вегетативных частей высших растений, пыльцы и спор высших растений. В 25–50 см² воды разводилось 0,5–1 см² озерных отложений естественной влажности. Капли взвеси просматривались под микроскопом (использовался обычный световой микроскоп типа БИОЛАН) в проходящем свете при 280–400-кратном увеличении. Размерность учитываемых остатков 2–250 микрон. Подсчитывалось 300–1000 остатков в каждом образце.

Обстановки осадконакопления диагностировались следующим образом. Преобладание остатков высших растений при отсутствии или незначительном количестве остатков водорослей считалось признаком субаэральной, в том числе болотной обстановки, преобладание водорослей, заметное количество остатков водных животных – признаком озерной обстановки. Следует отметить при этом, что граница между озерным мелководьем и прибрежным болотом – весьма условна. В озерных условиях признаком относительной многоводности, значительного притока воды с водосбора и хорошей проточности считалась большая доля диатомовых водорослей, которым для массового развития требуется достаточная глубина воды, хорошая аэрация, наличие достаточного количества биогенов и кремния. Преобладание сине-зеленых водорослей в совокупности с десмидиевыми, хлорококковыми, вольвоксовыми и золотистыми указывает на мелководье и уменьшение проточности со значительным летним прогревом воды.

4. При *исследовании дневных и погребенных почв* конусов выноса применен профильно-генетический морфо-субстантивный подход. Полевые морфологические описания дополнялись в ключевых разрезах микроморфологическим исследованием ненарушенных образцов в тонких шлифах под поляризационным микроскопом Nikon E200 Pol в проходящем свете при рабочих увеличениях 40, 100, 400. В помощь морфологической диагностике эволюционно-генетических особенностей почв проводились исследования профильного распределения органического углерода, карбонатов, легко растворимых солей, некоторых других химических и физико-химических характеристик методами, принятыми в почвоведении [Воробьева, 2006].

5. *Определение абсолютного возраста осадков* производилось преимущественно радиоугле-

родным методом в лабораториях геологического факультета университета г. Лунда (Швеция) (индекс LuS) и института географии РАН (индекс ИГАН). В первом случае определение изотопа ^{14}C производилось масс-спектрометрическим (AMS), во втором – сцинтилляционным способом. Все даты включают поправки на изотопное фракционирование. Четыре из пятнадцати AMS дат были забракованы по результатам построения кривых возраст-глубина и сопоставления с данными биостратиграфии. Даты, участвующие в анализе, приведены в таблице. Калибровка (приведение к астрономическому возрасту) проводилась в программе OxCal 4.1 с использованием калибровочной шкалы IntCal09. Возраст этапов развития озера и отдельных событий его истории определялся по графикам возраст-глубина, т.е. путем интерполяции скоростей осадконакопления. С учетом разброса дат и ширины их доверительных интервалов, погрешности возрастных определений можно оценить в $\pm 200\text{--}250$ лет.

Была также предпринята попытка датирования доголоценовых песчано-гравийных аллювиальных осадков методом оптически стимулированной люминесценции (ОСЛ). Датирование проводилось в лаборатории люминесцентно датирования университета г. Ливерпуль (Великобритания). Предварительная подготовка выявила крайне низкую люминесцентную чувствительность кварцевых частиц. В ОСЛ отклике образцов было выявлено отсутствие доминирования быстро распадающегося сигнала («быстрой компоненты»), что затрудняет применение стандартных аналитических процедур. Отсутствие или слабость быстрой компоненты ОСЛ сигнала – свойство отложений, которое было ранее выявлено в некоторых высокогорных регионах. Его связывают с молодым возрастом кварцевых частиц, короткой дистанцией их транспортировки и ограниченным числом циклов эрозии-седиментации, которые они испыта-

ли. Из двух образцов был выбран один, несколько более чувствительный – LV353. Для него было измерено 85 аликвотов, но лишь 14 дали результаты, которые можно было использовать для оценки эквивалентной дозы радиации. Распределение оказалось асимметричным, среднее $De = 75,5 \pm 23,3$ Gy, медианное $De = 61,83 \pm 4,86$ Gy. Вторая оценка принята как лучшая аппроксимация De . По этой оценке был рассчитан возраст $26,7 \pm 2,5$ тыс.л. Вынужденно использованные 4-мм аликвоты не позволяют идентифицировать хорошо засвеченные («обнуленные») компоненты осадка путем применения более сложных статистических процедур, т.е. в оценке радиационной дозы может сохраниться некоторый остаток от прошлых циклов захоронения. Поэтому приведенное значение возраста следует рассматривать как максимальную оценку, т.е. осадок не древнее этой величины.

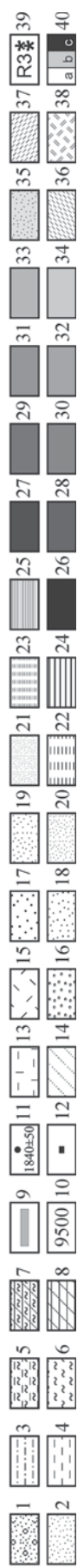
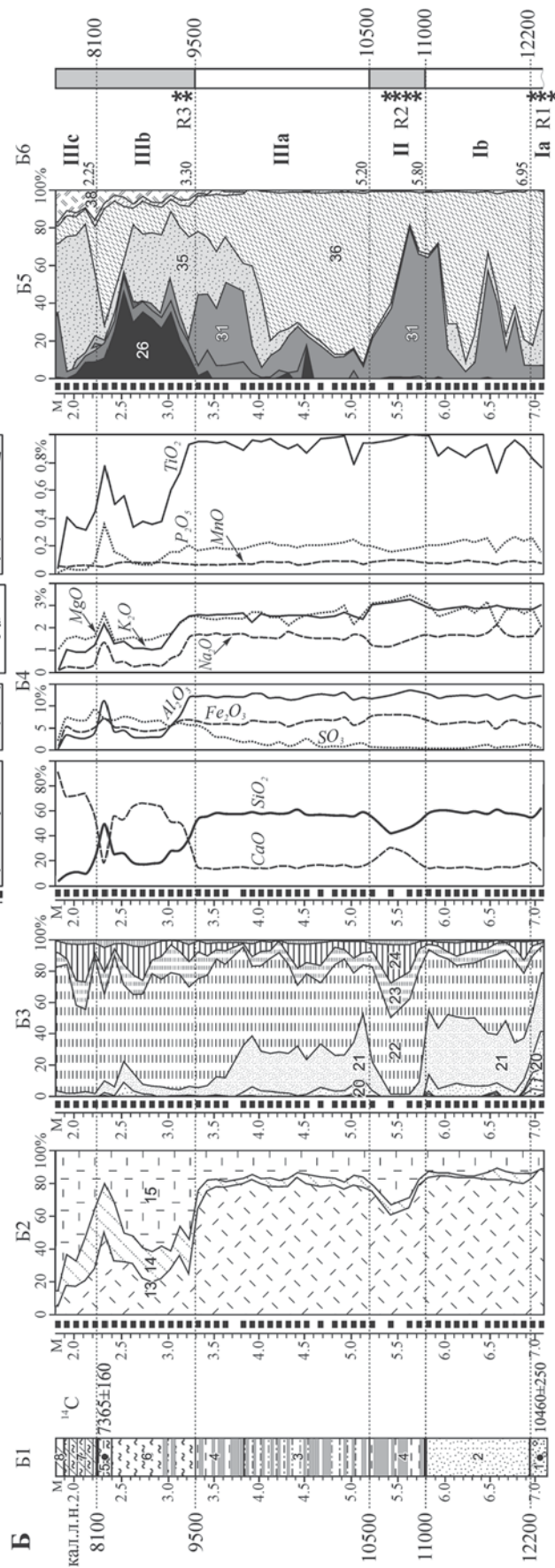
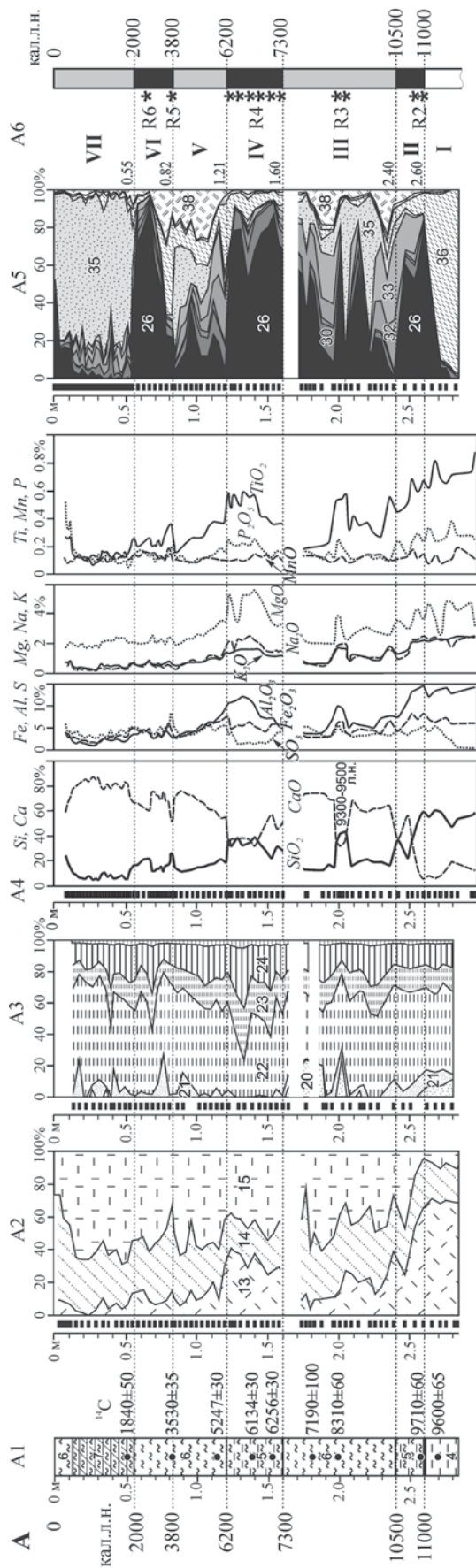
Полученные результаты

По совокупности литологических, физико-химических и органических особенностей в изученных разрезах были выделены местные стратиграфические единицы (в тексте – зоны и подзоны), соответствующие этапам седименто- и морфогенеза территории. Выделенные стратиграфические зоны имеют, как правило, климатостратиграфическое значение, подзоны – литостратиграфическое, например, локальную смену терригенных и озерных обстановок осадконакопления.

История озера наиболее полно запечатлена в осадках, вскрытых скважиной Pb-21 ($50,61264^\circ$ с.ш., $97,36478^\circ$ в.д.) в относительно приглубой юго-западной части озера. Скважина общей глубиной 286 см полностью прошла 2,6-метровую толщу озерных и углубилась в подстилающие осадки (рис. 4, А1). Озерные осадки представляют собой высококарбонатные био- хемогенные илы (сапропели): по данным микрокопирования, в карбонатной

Рис. 4. Результаты комплексного анализа осадков, вскрытых скважинами Pb-21 (А) и М-6 (Б). Положение скважин показано на рис. 2.

А1, Б1 – литология: 1 – песок разноразмерный с гравием, 2 – песок мелкий алевритистый, 3 – супесь, 4 – суглинок, 5 – ил органо-минеральный, 6 – ил органогенно-карбонатный (сапропель), 7 – ил карбонатный, 8 – озерная известь, 9 – крупные (толщиной более 3 см) прослой сегрегационного льда, 10 – абсолютный возраст (калиброванный), 11 – радиоуглеродные даты и места отбора образцов. **А2, Б2 – осадкообразующие компоненты:** 12 – интервалы пробоотбора (сплошной отбор с дискретностью 2 см показан вертикальной черной полосой), 13 – терригенное (кластическое) вещество, 14 – органическое вещество, 15 – карбонаты. **А3, Б3 – гранулометрические фракции (микрон):** 16 – гравий, 17 – песок грубозернистый, 18 – песок крупнозернистый, 19 – песок среднезернистый, 20 – песок мелкозернистый, 21 – песок тонкозернистый, 22 – алеврит крупный, 23 – алеврит мелкий, 24 – глина крупная, 25 – глина мелкая. **А4, Б4 – валовый химический состав.** **А5, Б5 – биосостав:** 26 – диатомовые, 27 – желто-зеленые, 28 – эвгленовые, 29 – пиропитовые, 30 – золотистые, 31 – вольвоксовые, 32 – хлорококковые, 33 – десмидиевые, 34 – зеленые нитчатые, 35 – сине-зеленые водоросли; 36 – ткани высших растений; 37 – пыльца и споры высших растений; 38 – животные (преимущественно губки). **А6, Б6 – периодизация истории природных процессов:** 39 – эпохи повышенного речного стока (интервал времени, номера); 40 – локальная обстановка: 40а – суша, 40б – озеро с низкой проточностью, 40с – озеро с высокой проточностью. Римские цифры – местные стратиграфические зоны и подзоны.



составляющей преобладающей формой являются хемотронные тонкодисперсные пропиточные формы кальцита, но присутствуют и карбонатные остатки организмов (раковины моллюсков). Встречаются слои, где биогенные формы карбонатов – арагонит ракушек – могут и преобладать. Озерные илы подстилаются плотными местами оторфованными суглинками субаэрального происхождения. По колонке озерных отложений получено девять ^{14}C масс-спектрометрических дат (таблица). По медианам дат строился график глубина – возраст, по которому определялся возраст осадков на разных глубинах, в том числе границы между биостратиграфическими зонами. По средним темпам осадконакопления колонка делится на две части: ниже 120 см (ранее 6200 л.н.) – 30 см за 1000 лет, выше 120 см (после 6200 л.н.) – 15 см за 1000 лет (без учета слабоконсолидированных верхних 30 см илов). Учитывая вероятную неравномерность осадконакопления и неизбежные погрешности датирования, в некоторых случаях хронологическая привязка по модели глубина-возраст корректировалась в соответствии с данными по другим разрезам, так чтобы стратиграфическое расчленение данной опорной колонки отражало общие для всех разрезов этапы развития.

По данным биоанализа было выделено 7 биостратиграфических зон (рис. 4, А5-А6), легших в основу периодизации истории озера и корреляции между скважинами.

Зона I: глубже 260 см, возраст 11000 л.н. и ранее. Преобладают остатки высших водноболотных растений (*Phragmites communis*, *Typha*, *Carex*), в небольшом количестве остатки водных растений (*Ceratophyllum demersum*). Отмечено максимальное по разрезу количество вторичных сульфидов – следствие резко восстановительных условий, создаваемых разлагающейся органикой. Снизу вверх по слою нарастают признаки обводнения, появляются золотистые, вольвоксовые водоросли, простейшие животные (*Protozoa*), выдерживающие недостаточную аэрацию воды, присутствие в ней органических загрязнений. По мере повышения обводненности и улучшения аэрации нарастает количество диатомовых водорослей и ветвистоусых рачков (*Cladocera*).

Зона II: 260–240 см, 11000–10500 л.н. Низкое содержание остатков высших растений и высокое – диатомовых водорослей. Кроме диатомей-обрастателей, здесь имеется значительное количество планктонных (*Cyclotella*), появились губки. Все это свидетельствует о повышении уровня воды в озере; зародившаяся на предыдущей стадии проточность набрала силу.

Зона III: 240–160 см, 10500–7300 л.н. Очень пестрая по составу преобладающих в разных слоях организмов, что отражает, по-видимому,

значительную многолетнюю изменчивость гидрологической обстановки. В целом, по сравнению с предшествующим этапом, характерно снижение обводненности, которое демонстрирует сумма синезелёных, десмидиевых, хлорококковых, вольвоксовых и золотистых. Преобладают то десмидиевые водоросли, для которых проточность – неблагоприятный фактор, то синезеленые водоросли, характерные для водоемов мелких, стоячих, хорошо прогреваемых. Проточность озера сохранилась, так как в отложениях много остатков губок, для массового развития которых обязательна проточность и спокойное течение воды, без ее взмучивания. Встречаются характерные слои ила розоватых оттенков, по своему сложению напоминающие маргарин. К такой разновидности относился и утраченный керн в интервале 160–170 см. Эти свойства обусловлены наличием синезеленой водоросли *Gloeocapsa* из секции *Rhodocapsa*, представители которой имеют оболочки от розовых до красных и красно-коричневых.

Зона IV: 160–121 см, 7300–6200 л.н. Слой откладывался в условиях наивысшей по разрезу глубины и проточности озера. Резко преобладают диатомей (до 87% от суммы всех биоостатков и до 92% от суммы остатков водорослей). Среди них, главным образом, обрастатели рода *Gomphonema*, во всех пробах устойчиво встречается некоторое количество *Meridion circulare* Ag. – организма быстро текущих вод. Губки почти полностью исчезли, что может указывать на рост мутности воды (вследствие роста притока речных вод и/или на взмучивание донных отложений в результате роста проточности). Исчезли десмидиевые водоросли, а также хлорококковые, характерные для заросших макрофитами, спокойных, неглубоких, прудообразных водоемов.

Зона V: 121–82 см, 6200–3800 л.н. Снижение обводненности и степени проточности, на что указывают снижение обилия диатомей и повышение обилия синезеленых (главным образом род *Microcystis*), десмидиевых (главным образом род *Cosmarium*) и хлорококковых водорослей (главным образом *Tetraedron minimum* Hansg.). В озере обильно разрослись высшие растения, главным образом *Ceratophyllum demersum*, массового развития достигли губки.

Зона VI: 82–55 см, 3800–2000 л.н. Преобладание диатомовых указывает на рост глубин и усиление проточности, но более слабое, чем на предыдущих стадиях обводнения. По-видимому, сказывается заполнение озерной котловины осадками. Высшие водные растения и губки заметно снижаются только в верхней половине слоя. Относительная мелководность озера обусловила состав диатомей: подавляющее их большинство –

образатели, планктонная *Cyclotella* встречается редко, *Meridion circulare* нет вообще.

Зона VII: 55–0 см, 2000 л.н. – настоящее время. Абсолютное преобладание синезеленых водорослей. Их остатки вместе с карбонатами представляют основные компоненты илов, имеющих характерное студенистое сложение. Реконструируется мелкое, слабо проточное озеро, «заваленное» мощными осадками из синезеленых водорослей с преобладанием представителей рода *Microcystis*. Достаточно ясно выделяется слой 26–36 см, образовавшийся во время самого низкого стояния уровня воды в озере и (или) самого большого снижения скорости течения воды в нём на рассматриваемом отрезке колонки. Максимум снижения обводнённости – уровень 31–33 см. В этом слое «пики» содержания остатков высших растений и сине-зелёных водорослей, характерных для практически стоячих, хорошо прогреваемых, мелких водоёмов. О том же свидетельствует почти полное отсутствие остатков губок, для жизнедеятельности которых необходима хотя бы минимальная проточность водоёма. Выше и ниже этого слоя они довольно уверенно присутствуют, хотя и в небольших количествах. Заметные количества диатомовых водорослей наблюдаются в образцах выше слоя 26–36 см, постепенно увеличиваясь к поверхности отложений. Это свидетельство появления и последующего усиления водообмена в озере. Особенно заметен рост диатомовых в верхних 12 см. Это неконсолидированные илы полужидкой консистенции, относящиеся, очевидно, к последним одному-двум столетиям. В отдельную биозону эти осадки не выделяются, поскольку временной ранг наметившейся тенденции неизвестен: это может быть короткопериодная флуктуация, примеры которых дают Зоны V и III. Однако на фоне средних условий последних 2000 лет это климатическая аномалия в сторону увлажнения.

Выполненная реконструкция уточнялась по литолого-геохимическим данным (рис. 4, А1-А4). Отложения доозерного этапа (Зона I) характеризуются наивысшей долей терригенного компонента в осадке (остаток после удаления карбонатной и органической составляющих достигает 65–70%), а также наивысшим по разрезу содержанием окиси Si (50–60%) и большинства породообразующих элементов, входящих в состав силикатов – Al, Fe, K, Na, Mg, Ti. Очевидно, эти элементы были принесены в составе обломочных частиц – продуктов разрушения силикатных, прежде всего гранитоидных, пород на водосборе. Осадки можно диагностировать как аллювиальную пойменную фацию, или, с учетом локальной ситуации, как ее аналог – фацию разливов конусов выноса и внутренних дельт. В пользу этого говорит и заметная опес-

чаненность отложений, хотя их в целом тонкий, преимущественно алевритовый, состав указывает на положение в периферической, застойноводной части системы аллювиальных конусов.

С установлением озерного режима (Зона II) доля терригенных компонентов и содержание Si в осадках резко падает, а содержание карбонатов – возрастает. Доминирование органо-карбонатного типа осадконакопления в течение всего периода существования озера отражает преобладание подземного водного питания над притоком поверхностных вод, что объясняется засушливым климатом и малыми размерами впадающих в озеро водотоков, особенно в его юго-западной части, где расположена скважина. Основным источником минеральной фазы для осадконакопления становится вещество, приходящее в растворенном виде, а механический привнос обломочного вещества приобретает подчиненное значение.

Соотношение SiO_2/CaO служит геохимическим индикатором типа водного питания озера и палеогидрологии его бассейна. Из выделенных эпох самая влажная, характеризующаяся максимальным поверхностным стоком – Зона IV (6200–7300 л.н.). Рост Si сопровождается здесь не только падением доли карбонатов, но и ростом содержания породообразующих элементов. Это обусловлено поступлением в озеро продуктов механической денудации с речными водами. Короткий период значительного роста речного стока выделяется по тем же критериям внутри Зоны III в интервале 198–206 см (9300–9500 л.н.), периоды менее значительного роста – внутри Зоны VI в интервалах 77–82 см (3500–3800 л.н.) и 60–66 см (2300–2700 л.н.). На диаграмме биосостава росту силикатной составляющей соответствует рост доли диатомовых и падение сине-зеленых водорослей, отражающие увеличение глубины и динамики водообмена. В других случаях, например, в Зоне III на глубинах 224–230, 207–214, 175–182 см, и особенно в середине Зоны VI в интервале глубин 66–77 см, рост диатомовых не сопровождается ростом содержания основных компонентов силикатной фазы – Si и Al. Это можно связывать с увеличением притока воды в озеро за счет одних подземных источников, без увеличения роста стока поверхностных вод, возможно, на фоне снижения испарения. Вероятно, это происходило в периоды похолодания и/или увеличения общего количества осадков летнего сезона без роста их интенсивности.

Резкое падение Si и рост Ca на границе Зон IV и V можно интерпретировать как скачкообразный рост аридизации и сокращение поверхностного стока. Такая направленность изменений в виде общей тенденции сохраняется выше по разрезу.

После небольшого роста в пределах Зоны VI еще одно скачкообразное снижение Si имеет место на границе Зон VI и VII. Минимальные по разрезу содержания Si и максимальные – Ca наблюдаются в пределах Зоны VII. Эти последние 2000 лет отличаются наибольшей засушливостью и минимальными величинами поверхностного стока за весь голоцен. На этом фоне выделяется последнее столетие, демонстрирующее признаки обводнения – рост диатомовых и Si и падение Ca в верхних 12 см разреза. Рост других элементов, связанных с силикатами, в одних случаях имеет место, но относительно невелик (Fe, Al, Ti), в других – не наблюдается совсем (K, Na, Mg). Значительный (4–5-кратный) рост фосфора можно считать признаком ранее не проявлявшейся антропогенной активности.

Гранулометрический состав озерных осадков интегрирует целый комплекс локальных природных условий. Наиболее устойчивое присутствие песка характерно для доозерного (Зона I) и раннеозерного (Зона II) этапов, характеризовавшихся значительным поступлением терригенных осадков с речными водами. В пределах контрастной по условиям проточности озера Зоны III отмечается рост песка, соответствующий эпизоду повышенного речного стока R3. Выше по разрезу содержание песка перестает коррелировать с поступлением речных вод. В наиболее обильной речными водами Зоне IV = R4 содержание песка минимально. Два эпизода роста речного стока в пределах Зоны VI (R5, R6) повышением содержания песка не отмечены. Напротив, в верхних 120 см разреза нерегулярные пики песка тяготеют к наиболее малопродуктивным интервалам (минимумы Si и максимумы Ca). Это можно объяснить тем, что во время и после среднеголоценовой многоводной эпохи (Зона IV = R4) акватория озера увеличилась настолько, что в эту наиболее удаленную от притоков часть озера стали поступать речные наносы лишь алевропелитовой размерности, песчаные же наносы стали полностью перехватываться в приустьевых частях акватории. Присутствие песчаных частиц в разрезе можно связывать с золовым транспортом, который усиливался при увеличении аридности и, наоборот, ослаблялся в эпохи роста атмосферных осадков, когда активизировался речной сток.

Скважина М-6 глубиной 7,1 м пробурена на острове Пор-Бажин на высоте 2,2 м над водной поверхностью. В верхнем полуметре разреза скважина вскрыла пылеватый материал – продукты разрушения стен крепости Пор-Бажин (они выстроены из утрамбованных озерных илов). Отбор и последующий анализ керн производились с глубины 180 см, где была вскрыта многолетняя мерзлота (рис. 4Б). Средняя скорость осадконако-

пления по медианам двух валидных дат на глубинах 230 и 705 см (№10 и 11 в таблице) оценивается в 120 см/1000 лет. Это условная скорость: не менее 50% объема осадка занимает постседиментационный шлировой лед. Колебания льдистости в разных частях разреза и выявленные изменения типа осадконакопления ограничивают возможности оценки возраста осадков по средним скоростям накопления. Эти скорости использовались поэтому для грубой оценки возраста, которая уточнялась путем корреляции со скважиной 21. По литологическим данным выделено три этапа осадконакопления, хронологически и по биосоставу хорошо сопоставляющиеся с первыми этапами развития озера, выделенными в качестве биостратиграфических зон в скважине 21. Биостратиграфический критерий для выделения этапов осадконакопления сохраняется и в скважине М-6, хотя здесь в силу неоднократной смены озерной и субаэральной обстановок осадконакопления возрастает роль чисто литологических признаков. Поэтому для обеих скважин принята общая нумерация этапов седиментации (римские цифры на рис. 4, А6, Б6). Два из этапов разделены на подэтапы, отражающие сначала временное, а затем окончательное распространение озерного водоема в район будущего острова Пор-Бажин.

Этап Ia: 710–695 см, окончание 12200 л.н. (с вероятностью 68% – между 11800–12600 л.н.). Разнозернистый песок с гравием, накапливавшийся как русловая фация во фронтальных частях аллювиальных конусов (скорее всего, конуса р. Айыл). Бурением затронуто лишь самое окончание этапа. Большая погрешность радиоуглеродной даты позволяет уверенно говорить лишь, что оно приходится на поздний дриас: медиана даты приходится на середину этой эпохи (12200 л.н.), а края 1 σ -интервала – на ее начало (12600 л.н.) и рубеж с голоценом (11800 л.н.).

Этап Ib: 695–580 см, ~12200–11000 л.н. Алевритистый тонко-мелкозернистый песок фации разливов на периферии аллювиальных конусов. О терригенном (пойменно-аллювиальном) типе осадконакопления свидетельствует высокая доля силикатов и низкое содержание карбонатов в осадке, а также преобладание в биоостатках фрагментов высших растений (до 91%). Рост доли вольвоксовых водорослей в интервалах глубин 675–680 и 645–660 см (до 57%) говорит об эпизодах кратковременного обводнения, скорее всего, локального характера.

Этап II: 580–520 см, 11000–10500 л.н. Алеврит глинистый с незначительной примесью тонкого песка – осадки мелководного водоема со значительным поступлением речных вод: содержание Ca возрастает вдвое (до 30%), Si – падает в пол-

тора раза (до 40%), но остается значительным. Преобладание вольвоксовых водорослей (до 80% от суммы биоостатков) при почти полном отсутствии золотистых указывает, что водоём был стоячим, возможно, пересыхающим. Прямая интерполяция по скоростям осадконакопления дает оценку начала этапа около 11100–11200 л.н., что позволяет коррелировать его с начальным этапом появления озера в районе скважины 21, соответствующим Зоне II (11000–10500 л.н.). Вероятно, в районе скважины М-6 была прибрежная часть этого озера, либо здесь существовал самостоятельный, быстро исчезнувший водоем типа пойменной лайдды.

Этап IIIa: 520–330 см, 10500–9500 л.н. Супесь, накапливавшаяся в пойменно-аллювиальной обстановке, аналогичной этапу Ib. Сохраняется высокий уровень содержания элементов силикатных пород и относительно низкий – карбонатов (очевидно, они тоже терригенно-кластического происхождения). В нижней половине слоя от 70% до 90% биоостатков принадлежит высшим растениям, что дополнительно указывает на терригенный режим седиментации. В середине слоя появляются четкие признаки обводнения: (1) с глубины 405 см (возраст около 9900 л.н.) резко возрастает присутствие синезеленых водорослей (до 24–42%), а с глубины 385 см – и вольвоксовых (до 30–44%); (2) на глубине 450 см есть небольшой пик диатомей, состоящий главным образом из планктонной *Fragilaria sarcusina* (принесена речными паводковыми водами?); (3) с 395 см начинает падать содержание песка. При этом соотношение терригенно-кластической, биогенной и карбонатной компонент осадка не меняется. Реконструируется обстановка мелководного пойменного водоема со стоячей водой, основным источником осадконакопления в котором являются речные паводковые воды. Вполне вероятно, что причиной формирования водоема было постепенное термокарстовое проседание в береговой зоне раннеголоценового озера Тере-Холь.

Этап IIIb: 330–225 см, 9500–8100 л.н. Органогенно-карбонатный ил, откладывавшийся в условиях относительно приглубого (>1 м) озера. Свидетельство этого – преобладание в осадках диатомовых водорослей (до 46% от суммы биоостатков), которым для массового развития требуются: достаточная глубина воды, хорошая её аэрация, наличие в ней необходимого количества биогенов. Второе свидетельство – наличие в составе диатомей планктонных видов *Cyclotella* и *Fragilaria sarcusina* (до 48% от суммы остатков диатомовых водорослей). В озере установилась постоянная проточность воды: остатки губок составляют до 7% от суммы биоостатков.

Начиная с глубины 245 см ощущается уменьшение глубины: в сумме биоостатков снижается доля диатомовых, растет – высших растений. Верхняя граница слоя резкая, эрозионная, что свидетельствует о субэзральном перерыве в осадконакоплении. В верхних 5–10 см слоя материал темно-серый до черного, содержание карбонатов здесь падает более чем вдвое, содержание силикатов поднимается в 1,5–2,5 раза без заметной трансформации механического состава. Такие изменения, вероятно, объясняются остаточным накоплением силикатов при вымывании карбонатов в субэзральной обстановке. Перерыв отнесен ко времени около 8100 л.н. – несколько позже медианы имеющейся вблизи кровли слоя ^{14}C даты, но значительная погрешность даты не позволяет считать погрешность этой оценки меньшей, чем ± 200 лет (1?). Судя незначительной глубине субэзральной переработки, перерыв был коротким – несколько десятилетий. Причина перерыва могла быть локальной: криогенное выпучивание озерного дна в результате сквозного промерзания озера, сопровождавшего его общее обмеление.

Этап IIIc: выше 225 см, менее 8100 л.н. Карбонатные илы, отлагавшиеся на хорошо прогреваемом озерном мелководье: резко падает количество силикатов и растет – карбонатов, в составе биоостатков увеличилось количество синезелёных водорослей, упало обилие диатомей. Верхние 10 см колонки (глубина 180–190 см) – озерный мергель белесого цвета с кремовым оттенком. Проточность сохранилась: содержание остатков губок не уменьшилось. Экстраполяция скоростей осадконакопления вверх по разрезу, с учетом исчезновения льдистости, дает оценку времени окончательного прекращения озерной седиментации между 4–5 тыс.л.н. – этот интервал можно считать оценкой времени появления острова.

Обсуждение результатов

Результаты изучения опорных скважин, с учетом дополнительных данных бурения (рис. 5), позволяют следующим образом реконструировать историю юго-западной части Терехольской впадины в конце позднеледниковья – голоцене.

Для конца позднего плейстоцена были характерны высокоамплитудные изменения стока рек, стекающих на дно впадины. На юго-восточном побережье озера Тере-Холь они оставили два уровня аллювиальной аккумуляции (рис. 5). Верхний уровень представлен останцом древнего конуса р.Айыл, сохранившимся у тылового шва дна впадины. Завершающие фазы накопления аллювия датированы по ОСЛ временем не ранее 26,7 \pm 2,5 тыс.л.н. (LV353; см. раздел «Методы исследова-

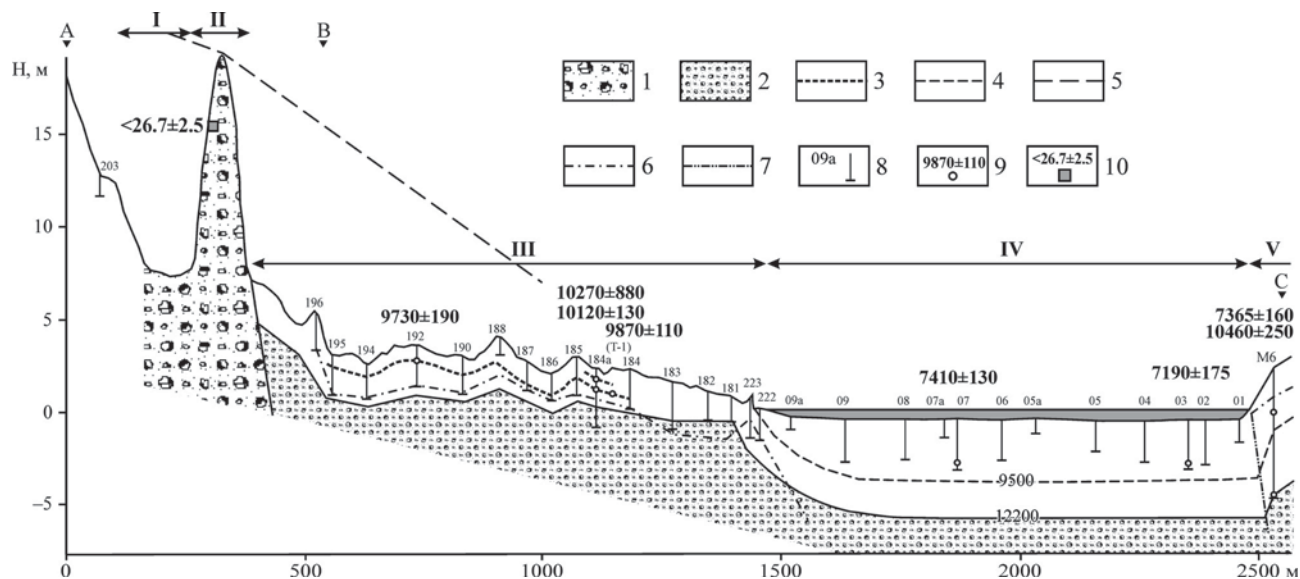


Рис. 5. Геолого-геоморфологический профиль через юго-восточную часть озера Тере-Холь и прилегающий участок дна котловины: А - , Б - геокриологический профиль. Положение профиля показано на рис. 1Б. За «0» шкалы высот принят уровень озера Тере-Холь.

1 – галечно-валунный аллювий сартанской эпохи (MIS 2); 2 – гравийно-галечный аллювий позднеледниковья (>12200 тыс. кал.л.н.); 3 – почвы, погребенные в песчано-глинистом аллювии фации разливов конца позднеледниковья – начала голоцена (между 10,5–12,2 тыс. кал.л.н.); 4 – подошва голоценовых озерных илов (около 9,5 тыс. кал. л.н.); 5 – размытая поверхность сартанского конуса выноса р. Айыл; 6 – кровля многолетней мерзлоты; 7 – подошва многолетней мерзлоты; 8 – скважины и их номера; 9 – радиоуглеродные даты и места отбора образцов; 10 – ОСЛ дата (тыс.л.н.) и место отбора образца. Римские цифры – элементы рельефа: I – эрозионная ложбина позднеледниковья, II – останец сартанского конуса выноса, III – позднеледниковый конус выноса р. Айыл, IV – раннеголоценовая термокарстовая впадина озера Терехоль, V – среднеголоценовый бугор криогенного пучения (о. Пор-Бажин).

ния»), т.е. окончание формирования этого аккумулятивного уровня можно отнести ко времени около максимума сартанского криохрона (20–23 тыс.кал.л.н. или 17–20 тыс.¹⁴С л.н.) – не только холодного, но и засушливого (криоаридного) интервала, для которого были характерны снижение поверхностного стока и аккумуляция в долинах рек [Равский, 1972; Цейтлин, 1979; Спасская, 2009 и др.]. Древний конус Айыла был размыт в результате роста стока после максимума сартанского криохрона в эпоху повышенного речного стока R1. Точное время начала этой эпохи неизвестно, окончание относится ко времени перед началом голоцена. Во время этой эпохи был достигнут высокий уровень флювиальной активности, никогда не достигавшийся позднее, в голоцене. На дно впадины выдвигались грубообломочные конусы крупных (Балыктыг-Хем) и малых (Айыл, Кунгур-Тук, Бажирганак) рек. Благодаря асимметрии водосбора впадины (рис. 1, врезка), ее юго-западный угол был полуизолирован, здесь создавалась обстановка низинного болота, питаемого разливами мутных речных вод.

Формирование грубообломочных конусов закончилось где-то внутри позднего дриаса

(12200±400 кал.л.н.). Это интерпретируется как результат падения мощности речных паводков. Блуждание речных русел по поверхности конусов прекратилось, но она продолжала затапливаться речными водами во время паводков, и кровля грубообломочного аллювия стала перекрываться суглинками и супесями фации разливов (аналог пойменной фации в обычных долинах). Мощность накопившихся осадков более 1 м – на акватории современного озера и до 2 м ближе к краю дна впадины. Внутри этой толщи имеются 1–2 погребенных почвы с ¹⁴С датами, соответствующими рубежу плейстоцена-голоцена (10120±130) или самому началу голоцена (9870±110). В разрезах, где имеют место обе почвы рубежа плейстоцена и голоцена, они разделены 20–50 см отложений, характеризующихся отчетливой крупной слоистостью. Это свидетельствует о высокой, скорости осадконакопления и подчеркивает, что фазы формирования этих почв разделяет очень незначительный временной отрезок.

Описанные палеопочвы, близкие по возрасту, резко отличаются по генезису. Более ранняя из них имеет сравнительно хорошо развитый профиль. Для него характерен очень темный, практически

черный гумусовый горизонт, мажущийся, с неглубокими (до 40 см) клиновидными структурами, имеющими широкое устье, переходящими глубже в узкую трещину (близкое залегание мерзлоты). Горизонт несет признаки биологической активности (поры-камеры, заполненные копролитами) имеет сингенетическую биогенную гранулярно-комковатую структуру и вторичную эпигенетическую блочно-крупноплитчатую, сформированную более поздними криогенными процессами. Подгумусовые горизонты имеют выраженные признаки сезонного надмерзлотного переувлажнения (холодная окраска, мелкие сегрегации оксидов железа). И на макро, и на микро уровне в этой почве наблюдаются признаки сингенетических криогенных процессов, таких как морозная сортировка материала, турбации и солифлюкции. Последние иногда полностью дефрагментировали органо-аккумулятивный горизонт на древнем склоне. Эти почвы тиксотропны, особенно хорошо тиксотропия выражена в их гумусовом горизонте. Для подгумусового горизонта, наряду с признаками надмерзлотного переувлажнения, характерен максимум содержания карбонатов. Такой профиль мог формироваться под луговой степью (или тундро-степью) с близко залегающей многолетней мерзлотой и вследствие этого затрудненным внутренним дренажем в период сезонного протаивания мерзлоты. Вероятно, в период сезонного протаивания происходил латеральный подток и аккумуляция карбонатов в профиле в виде пропиточных форм, а в летний период, после просыхания почвы, некоторое их элювиально-иллювиальное перераспределение.

Следующая погребенная почва слабообразована, имеет светло окрашенный гумусовый горизонт, профиль с отчетливой элювиально-иллювиальной дифференциацией по карбонатам и сравнительно небольшой их аккумуляцией в горизонте ВСА (около 10% CaCO_3 , что сопоставимо с содержанием карбонатов в гумусово-аккумулятивном горизонте предшествующей почвы и в 1,5–2 раза меньше, чем содержание карбонатов в горизонтах ВСА первой погребенной и дневной почвы). Маломощный органо-аккумулятивный горизонт этой почвы имеет в различной степени выраженные вертикальные признаки: очень прочную острогранную наклонно-микроблочную, или крупитчатую структуру, сетчато-околопоровую ориентацию плазмы, очень компактную упаковку общей массы, высокое содержание смектитов. Отметим, что почвы с вертикальными признаками, хотя и описаны единично в мерзлотных областях (Еравненская котловина, Бурятия) [Ковда и др., 2010], являются экзотом в современном почвенном покрове криолитозоны. Их появление здесь связывают с потеплением послед-

них десятилетий, вызвавшим деградацию мерзлоты и рост мощности деятельного слоя.

Описанная погребенная почва с вертикальными признаками не имеет никаких очевидных сингенетических признаков криогенеза. Формирование таких почв на рубеже плейстоцена-голоцена, очевидно, следует рассматривать как свидетельство быстрых климатических изменений, а именно общего потепления (отсутствие выраженных криогенных признаков: гумусовых клиньев и турбаций) и аридизации, приведшей к подавлению биологической активности (светлое, буроватое органическое вещество). На фоне общего потепления, а, следовательно, увеличения мощности деятельного слоя, возросла сезонная контрастность увлажнения: при выраженном росте летних температур и уменьшении суммы летних осадков, имели место периоды влагонасыщения, связанные с увеличением суммы зимних осадков и/или с сезонным паводковым затоплением. Такой водный режим обусловил развитие вертикальных признаков.

Отраженные в двух последовательных погребенных почвах климатические события соответствуют выделенному в [Воробьева, 2010] для Прибайкалья финально-сарганскому похолоданию, сопоставляемому с поздним дриасом в Европейской части (12,9–11,6 кал. лет ВР) и финально-сарганской – раннеголоценовой аридизации климата (около 11,6 тыс. кал. лет). Почвы фиксируют короткие перерывы в затоплении поверхности конуса, чередовавшиеся с периодами роста паводков. В один из таких периодов началось образование озера Тере-Холь ~11000 л.н. Озеро первоначально разлилось на значительную часть современной акватории, однако просуществовало оно в таком состоянии относительно недолго – не более 500 лет. По окончании периода высокого речного стока ~10500 л.н. озеро сократилось в размерах и сконцентрировалось в наиболее приглубой юго-западной котловине (рис. 2). Вероятно, это было связано с формированием подозерного талика и связанным с этим проседанием поверхности. Приблизительно в то же время прекращается накопление пойменных осадков (фации разливов) на конусе руч. Айыл (рис. 5). Очевидно, это связано с врезанием ручья в конус вследствие опускания базиса эрозии.

Дальнейшая история озера тесно связана с динамикой влажности климата в голоцене. Проточность озера не позволяла значительно изменяться его среднему уровню и глубинам. Откликом на изменения водного баланса были изменения степени проточности озера: в относительно многоводные эпохи она возрастала, в маловодные озеро характеризовалось полузастойным режимом,

а в прибрежных мелководьях могли создаваться микроусловия испарительного бассейна. Проточность («многоводность») озера могла расти путем увеличения преимущественно подземного водного питания при росте общей увлажненности климата. В таких случаях уровни воды в озере должны были оставаться достаточно стабильными. Сезонный рост уровней с их последующей сработкой до фоновых значений, обеспечиваемых подземным питанием, мог происходить за счет увеличения в водном балансе озера роли речного стока – весенних половодий или летних дождевых паводков.

Второй этап распространения озера, когда оно окончательно заняло центральную часть нынешней котловины, датируется временем порядка 9500 л.н. (появление озерных отложений в скв. М-6). Это происходит внутри эпохи 10500–7300 л.н., отличавшейся контрастными колебаниями проточности озера на общем маловодном фоне. Расширение акватории озера коррелирует с короткой фазой роста речного стока 9300–9500 л.н. Судя по датам из низов озерных отложений в скважинах на акватории к югу от острова Пор-Бажин (рис. 5), южная береговая линия озера заняла положение, близкое к современному. Тем не менее, есть основания предполагать, что окончательное расширение акватории до ее современной конфигурации относится к наиболее многоводной в голоцене эпохе 7300–6200 л.н. Для этой эпохи характерен рост речного стока, что должно было вызвать увеличение сезонных амплитуд колебания уровня воды. Именно к этой эпохе относятся, очевидно, озерные террасы, узкими наклонными полосами на уровне 1,5–2,5 м над современным озером окаймляющие его южные, западные и северные берега. Террасы отсутствуют только на северо-восточном побережье, что дает основание считать, что в этом направлении происходило разрастание акватории, в то время как на остальных берегах формировались озерно-термокарстовые террасы. В пользу этого говорит и наличие на дне озера в его северо-восточном углу затопленного отрезка русла р. Салдам, лишь полузаполненного озерными осадками.

Расширение акватории озера происходило, таким образом, в три этапа, причем не менее половины площади акватории существовало уже в раннем голоцене, а близких к современным размеров озеро достигло не позднее середины голоцена (рис. 2). Соответствие импульсов расширения акватории периодам роста речного стока позволяет отводить последним ключевую роль в механизме экспансии озера. Обращает внимание, что установлению озерного режима, фиксируемого изменениями литологических характеристик

осадков, всегда предшествовали признаки локального обводнения по составу органических остатков – ср. границы зон I–II в скважине 21, зон Ib–II и IIIa–IIIb в скважине М-6 (рис. 4). Очевидно, сезонные повышения уровня воды способствовали активизации протаивания мерзлоты в береговой зоне и постепенному проседанию поверхности с формированием прибрежных болот или мелководных вторичных водоемов, в которые минеральное вещество продолжало поступать с разливами речных вод. За этим следовало включение участка в состав акватории и окончательное формирование сквозного талика.

Если эпохи увлажнения климата сопровождались активизацией термокарста на прибрежной низине, расширением озера и подозерного талика, то в маловодные эпохи происходила регенерация мерзлоты: многочисленные озерные острова формировались в результате выпучивания озерного дна при сквозном промерзании озера, которое облегчалось в маловодном состоянии. На обнаженных участках дна происходила регенерация высокольдистой мерзлоты. Новообразованная мерзлота отличается от плейстоценовой пониженной мощностью – 20–25 м против 130–170 м (рис. 3). Время появления острова Пор-Бажин оценивается по прекращению озерного осадконакопления в скважине М-6 между 4–5 тыс.л.н. (вторая половина маловодной эпохи V). Аналогичный возраст и механизм формирования предполагается для других высоких островов в центральной части озера. Для ряда низких островов в центре и на северо-востоке акватории имеются 14С даты, свидетельствующие об их появлении в маловодную эпоху последних 2000 лет.

В противоположность ледниково-подпрудным озерам Южной Сибири и Северной Монголии, которые в голоцене испытывали сокращение вплоть до полного исчезновения [Krivonogov et al., 2005; Blyakharchuk et al., 2008; Gillespie et al., 2008], аллювиально-термокарстовое озеро Тере-Холь в голоцене демонстрировало экспансию. Показательно, что эта экспансия была связана не с потеплением климата, а с местным обводнением, обусловленным морфодинамическими процессами гидрологической природы – подпорными явлениями в связи с выдвиганием аллювиальных конусов, импульсным разрастанием акватории в периоды роста речного стока на фоне постепенного медленного разрастания озера вследствие поднятия дна за счет накопления озерных осадков. С другой стороны, многочисленные внутриозерные бугры пучения, образовавшиеся в засушливые периоды при глубоком промерзании обмелевшего водоема, демонстрируют наличие достаточных запасов холода для стабильного существования

в течение столетий и тысячелетий, включая аномально теплые последние десятилетия. Таким образом, голоценовая история Терехольской впадины хорошо иллюстрирует тезис [Конищев, 2009], что динамика многолетней мерзлоты определяется изменениями не столько температур, сколько теплофизических свойств земной поверхности.

Основные черты выявленных в Терехольской впадине изменений увлажненности климата в голоцене – неустойчивое, с контрастными изменениями увлажнение в первой половине голоцена с наибольшим увлажнением в период 7,3–6,2 тыс.л.н. (кал), и тенденция к иссушению во второй половине голоцена (после 6,2 тыс.л.н. кал.) с максимальной аридизацией в последние 2000 лет. Близкие закономерности – наиболее влажные условия в середине и аридизация в конце голоцена – выявлены в соседних регионах Центральной Азии. По данным изучения озера Хотон-Нур [Tarasov et al., 2000], в северо-западной Монголии увлажнение климата со сменой степей лесостепями и ростом обильности планктонных диатомей в озере произошло между 10–10,5 тыс. кал. л.н., обратные процессы, фиксирующие резкую аридизацию, отмечены чуть ранее 4 тыс. кал.л.н. Эти изменения увлажненности связываются авторами с голоценовой динамикой Восточно-Азиатского муссона. Озеро Жуче в северо-западном Китае демонстрирует максимальную увлажненность климата между 7,4 и 4,7 тыс.л.н. (кал), а максимальная в голоцене аридность наступила после 1,6 тыс.л.н. (кал) [Li et al., 2009]. Авторы полагают, что эти изменения обусловлены динамикой как восточного муссона, так и Западного переноса воздуха. По их мнению, относительная аридность начала голоцена объяснялась слабостью только еще набиравшего силу восточно-азиатского муссона и сухостью западных ветров. В среднем голоцене увлажнение климата Центральной Азии объясняется действием как влажного Западного переноса, так и восточного муссона, расширившего в это время область своего влияния за пределы Центрального Китая. Ослабление муссона вызвало иссушение климата в конце среднего – позднем голоцене, а уменьшение влажности Западного переноса – усиление аридизации после 1,6 тыс.л.н. По-видимому, данный механизм изменения увлажнения в голоцене применим и к Терехольской впадине.

Несколько другая динамика выявляется в более северных районах Южной Сибири. По данным спорово-пыльцевого анализа осадков озера Б.Кызыкул и высохшего старичного озера в долине Енисея [Dirksen et al., 2007], в Минусинской котловине голоцен по условиям увлажнения разбивается на две части: период 11,7–7,6 тыс.л.н. кал. был засушливым, период после 7,6 тыс.л.н.

кал. – относительно влажным (7,6–3,6 и 2,8–1,5 тыс.л.н. кал. – более влажные, 3,6–2,8 и 1,5 тыс.л.н. кал. – настоящее время – более сухие). При этом изменения увлажнения авторы относят более за счет изменений температур, чем количества атмосферных осадков. Обращает внимание синхронность установления наиболее влажных условий в среднем голоцене (между 7,3–7,6 тыс.л.н. кал.) и засушливых условий в последние 1,5–2 тыс.л.н. как к северу, так и внутри и к югу от Саяно-Тувинского нагорья. Это указывает на Западный перенос воздуха как существенный, возможно, главный источник влаги.

Биогенно-карбонатная седиментация, обуславливавшая постепенное обмеление озера Тере-Холь в течение голоцена, в перспективе должна привести к его полному исчезновению. При сохранении позднего голоценовых скоростей осадконакопления и современного положения порога стока (русло р.Салдам) остаточное время жизни озера можно оценить примерно в 5 тысяч лет – через такое время озерная котловина будет заполнена осадками и превратится в болотистую низину. Общий период жизни озера составит, таким образом, 15 тысяч лет. Геологическим итогом этого периода времени будет линза биогенно-карбонатных пород размером и максимальной мощностью 4–5 м.

Вероятно, такой сценарий в прошлом неоднократно повторялся в Терехольской и других впадинах, где тектоническое погружение с избытком компенсируется аллювиально-пролювиальным осадконакоплением: при чередовании эпох высокой и низкой флювиальной активности периодически возникают, а затем заполняются и исчезают аллювиально-подпрудные озерные водоемы, оставляя в геологическом разрезе плоские линзы озерных отложений. В криолитозоне формирование озер и их длительное существование обеспечивается также активизацией термокарстовых процессов при локальном обводнении подпруженных участков дна впадин.

Заключение

В результате проведенных исследований выявлены следующие основные черты истории озера Тере-Холь и Терехольской впадины в целом:

1. Формирование термокарстового озера и конфигурация озерной котловины были predeterminedены неравномерной аккумуляцией грубообломочного аллювия на дне впадины во время эпохи мощных речных паводков в позднеледниковье, закончившейся за несколько столетий до начала голоцена.

2. В голоцене выявлено три относительно многоводных (включая начальное распространение

озера) и три маловодных эпохи. Относительно многоводными были эпохи 11000–10500, 7300–6200 и 3800–2000 л.н, маловодными – 10500–7300, 6200–3800 и 2000–100 л.н. В целом первая половина голоцена отличалась контрастными колебаниями водного режима и, по-видимому, увлажненности климата. Максимальная обводненность была характерна для середины голоцена (6200–7300 л.н.). Для второй половины голоцена было характерно общее усиление аридности, которая достигла голоценового максимума в последние 2000 лет. Вместе с этим, XX век отмечен заметным ростом общей обводненности, что может означать как кратковременную флуктуацию, так и окончание двухтысячелетнего засушливого периода.

3. Появление и расширение акватории озера вызывались ростом притока речных вод. В голоцене выявлено пять периодов роста речного стока: одна продолжительная – 7300–6200 л.н., и четыре коротких – 11000–10500 л.н. (с нее началось формирование озера), 9500–9300 л.н., 3800–3500 л.н. и 2700–2300 л.н. (последние две выделены лишь на фоне общей засушливости, характерной для второй половины голоцена). Сезонные повышения уровня воды вызывали протаивание мерзлоты на берегах, их постепенное проседание и включение в состав озерной акватории.

4. В маловодные эпохи вследствие сквозного зимнего промерзания формировались внутриозерные бугры пучения. На образовывавшихся островах восстанавливалась многолетняя мерзлота мощностью до 20–25 м. Внутриозерные криогенные острова, появившиеся в маловодную вторую половину голоцена, демонстрируют стабильность в тысячелетнем масштабе времени.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ (проекты 09-05-00351, 09-04-01742) и Культурного фонда «Крепость Пор-Бажын».

Литература

Батурин В.П. Петрографический анализ геологического прошлого по терригенным компонентам. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1947. 338 с.

Вайнштейн С.И. Древний Пор-Бажын // Советская этнография. №6, 1964. С.103–114.

Воробьева Л.А. (ред.) Теория и практика химического анализа почв. М.: Геос, 2006. 399 с.

Воробьева Л.А. Почва как летопись природных событий Прибайкалья: проблемы эволюции и классификации почв: монография. Иркутск: Изд-во Иркут. гос.ун-та, 2010. 205 с.

Ковда И.В., Бадмаев Н.Б., Конюшков Д.Е., Куликов А.И., Мангатаев Ц.Д., Горячкин С.В. Слитогенез в мерзлотных почвах (?): вертикальные признаки в глинистых почвах Еравненской котловины, Бурятия // Генезис, география, классификация почв и оценка

почвенных ресурсов. Материалы Всероссийской научной конференции, посвященной 150-летию со дня рождения Н.М. Сибирица (14–16 сентября 2010 г.). Архангельск, 2010. С. с. 88 – 92.

Конищев В.Н. Реакция вечной мерзлоты на потепление климата // Вестник МГУ. Сер.5. Геогр. 2009. №4. С.10–20.

Кордэ Н.В. Биостратиграфия и типология русских сапропелей. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 218 с.

Кошурников А.В., Зыков Ю.Д., Панин А.В., Сизых Е.М., Петрухина Е.С., Константинов Е.А., Селезнева Е.В., Просунцов К.С., Александрина Д.М. Изучение мерзлого основания археологического памятника «Крепость Пор-Бажын» (Тува) // Инженерные изыскания. 2008. № 6. С. 28–31.

Панин А.В., Бронникова М.А., Успенская О.Н., Аржанцева И.А., Константинов Е.А., Кошурников А.В., Селезнева Е.В., Фузеина Ю.Н., Шеремецкая Е.Д. История озера Тере-Холь и голоценовая динамика природной среды на юго-востоке Саяно-Тувинского нагорья // Доклады Академии наук, 2012, том 446, № 5, с. 568–574.

Панин А.В., Фузеина Ю.Н., Селезнёва Е.В. Развитие Терехольской впадины (Тувинское нагорье) в позднем плейстоцене-голоцене по результатам морфометрического анализа и изучения озёрно-аллювиального морфолитогенеза // Материалы Всерос.науч.конф. «Селиверстовские чтения», г. СПб, 19–21 ноября 2009 г. СПб, 2009. С. 253–258.

Равский Э.И. Осадконакопление и климаты Внутренней Азии в антропогене. М., «Наука», 1972. 335 с.

Спасская И.И. Экзогенный морфогенез // Палеоклиматы и палеоландшафты внутритропического пространства северного полушария. Поздний плейстоцен – голоцен. Атлас-монография. Под. ред. профессора А.А. Величко. Москва, 2009. С.64–69.

Успенская О.Н. Другие водоросли. // Общие закономерности возникновения и развития озёр. Методы изучения истории озёр. (Серия: История озёр СССР). Л., Наука, 1986. С.146–151.

Фролов В.Т. Литология. Книга 2. М.: Изд-во МГУ, 1993. 432 с.

Цейтлин С.М. Геология палеолита Северной Азии. М.: Наука, 1979. 285 с.

Bengtsson L. and Enel M. Chemical analysis // Handbook of Holocene palaeoecology and palaeohydrology. (B.E. Berglund, Ed.) John Wiley & Sons, Chicago. 1986. P.423–451.

Blyakharchuk T.A., Wright H.E., Borodavko P.S., van der Knaap W.O., Ammann B. The role of pingos in the development of the Dzhangyskol lake-pingo complex, central Altai Mountains, southern Siberia // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2008. Vol.257. P.404–420.

Dirksen V.G., van Geel B., Koulikova M.A., Zaitseva G.I., Sementsov A.A., Scott E.M., Cook G.T., van der Plicht J., Lebedeva L.M., Bourova N.D., Bokovenko N.A. Chronology of Holocene Climate and Vegetation Changes and Their Connection to Cultural Dynamics in Southern Siberia // Radiocarbon. 2007. Vol 49, No 2. P.1103–1121.

- Gillespie A.R., Burke R.M., Komatsu G., Bayasgalan A.* Late Pleistocene glaciers in Darhad Basin, northern Mongolia // *Quaternary Research*. 2008. Vol.69. P.169–187.
- Harke H.* Letter from Siberia: Fortress of Solitude // *Archaeology Magazine*. 2010. Vol.63. No.6 (November/December).
- 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 // *Journal of Paleolimnology*. 2001. Vol.25. P.101–110.
- Konert M., Vanderberghe J.* Comparison of laser grain size analysis with pipette and sieve analysis: a solution for the underestimation of clay fraction // *Sedimentology*. 1997. Vol.44. P.523–535.
- Krivonogov S.K., Sheinkman V.S., Mistryukov A.A.* Stages in the development of the Darhad dammed lake (Northern Mongolia) during the Late Pleistocene and Holocene // *Quaternary International*. 2005. Vol.136. P. 83–94.
- Li Y., Wang N., Cheng H., Long H. and Zhao Q.* Holocene environmental change in the marginal area of the Asian monsoon: a record from Zhuye Lake, NW China // *Boreas*. 2009. Vol. 38. Issue 2. P.349–361.
- Tarasov, P., Dorofeyuk, N. & Metel'tseva, E.* Holocene vegetation and climate changes in Hoton-Nur basin, northwest Mongolia // *Boreas*. 2000. Vol.29. Issue 2. P.117–126.

A.V.Panin, M.A.Bronnikova, O.N.Uspenskaya, Y.N.Fuzeina, E.D.Sheremetskaya, E.V.Selezneva, E.A.Konstantinov, D.V.Magritskiy, A.Lang

PALAEOCLIMATE, PALAEOHYDROLOGY AND PALAEOCRYOGENIC PROCESSES IN THE SOUTH-EASTERN SAYAN-TUVA HIGHLAND, SOUTHERN SIBERIA, IN THE LATE GLACIAL AND THE HOLOCENE: THE TERE-KHOL LAKE CASE STUDY

Lake Tere-Khol (50,6150°N, 97,3853°E; area 33 km², average depth 0,5 m, maximum depth 1,9 m) occupies a south-eastern edge of a small pull-apart basin. Permafrost occurs in the bottom of the basin, in lake banks and islands; a through talik exists under the lake. In the interval between LGM and the Pleistocene/Holocene boundary, river runoff increased considerably. Alluvial fans of local and transit rivers expanded into the basin and formed the topographic pattern with isolated relatively low south-western edge of the basin bottom. Flood activity had been reduced by the middle of Younger Dryas (about 12,2 ka BP, here and thereafter in calendar years). Between 12,2–11,0 ka BP gravelly fans were overlaid by 2–3-m layer of thin-grained overbank alluvium. The lake itself is of thermokarstic origin: its appearance (11,0 ka BP) and expansion (most fast at 9,5 ka BP and, probably, at 7,3 ka BP) result from acceleration of permafrost melting due to local watering of the area by river floods. Conditions for poor drainage and water stagnation were created by alluvial damming – isolation of the area by pre-Holocene protrusion of alluvial fans. Further changes of the lake hydrological regime are the proxy of climate humidity changes in the Holocene. The first half of the Holocene (till 6,2 ka BP) was characterized by unstable humidity, high oscillations of water input to the lake. Higher values of river runoff were deduced for the intervals (ka BP): 11,0–10,5, 9,5–9,3, 7,3–6,2 (the Holocene maximum of climate humidity). In the second half of the Holocene (since 6,2 ka BP), the progressive aridization have been occurring. Relatively humid were the intervals 3,8–3,5 and 2,7–2,3 ka BP when the lake water balance increased presumably due to higher amounts of base inflow. During the more arid intervals 6,2–3,8 and 2,0 ka BP – present time, the lake froze to the bottom sediments. This led to frost heaving and formation of in-lake palsas that have been rather stable and make now the two age generation of lake islands. The last 2 ka exhibit the Holocene highest aridity against a background of which the XXth century is distinguished by relatively high lake levels.