

УДК 551.89+551.8:556.5+551.435.5(1-925.15+571.52)

## ИСТОРИЯ ОЗЕРА ТЕРЕ-ХОЛЬ И ГОЛОЦЕНОВАЯ ДИНАМИКА ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ НА ЮГО-ВОСТОКЕ САЯНО-ТУВИНСКОГО НАГОРЬЯ

© 2012 г. А. В. Панин, М. А. Бронникова, О. Н. Успенская, И. А. Аржанцева,  
Е. А. Константинов, А. В. Кошурников, Е. В. Селезнева,  
Ю. Н. Фузеина, Е. Д. Шеремецкая

Представлено академиком В.М. Котляковым 11.03.2012 г.

Поступило 22.03.2012 г.

Саяно-Тувинское нагорье — единственный регион Южной Сибири, где совсем не изучена история озер и озерного осадконакопления. Это ограничивает возможности исследования позднеплейстоцен-голоценовой истории региона. Результаты настоящего исследования компенсируют данный пробел. Комплексом методов изучены колонки 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 об увлажненности палеоклимата, палеогидрологии и палеокриогенезе на юго-востоке Саяно-Тувинского нагорья в голоцене.

Терехольская впадина (50°40' с.ш., 97°30' в.д.) — небольшой сдвиговый рифт на юго-западном замыкании Байкальской рифтовой зоны. По геофизическим данным, кристаллическое основание впадины находится на глубинах от 300 до более 700 м (рис. 1). Дно впадины представляет собой пологонаклонную аллювиально-пролювиальную равнину, составленную обширными позднеплейстоценовыми конусами — внутренними дельтами местных и транзитных рек. На периферии этих конусов в относительно пониженном юго-западном углу впадины находится озеро Тере-Холь. В последние годы озеро привлекло к себе внимание в связи с исследованием древнеуйгурского археологического

памятника середины VIII в. н.э. “крепость Пор-Бажын” [4], располагающегося на одном из озерных островов (50°36'54" с.ш., 97°23'07" в.д.).

Озеро Тере-Холь имеет площадь 33 км<sup>2</sup>, среднюю глубину 0.5 м, максимальную — 1.9 м. Озеро проточное с преобладающим подземным питанием. Водосбор озера площадью 290 км<sup>2</sup> расположен на бортах впадины и прилегающих среднегогорьях плато Сангилен, сложенных мраморами и мраморизованными известняками верхнего рифея, прорванными раннепалеозойскими интрузиями гранитоидов. Отрицательная среднегодовая температура (–6°C), суровость и малоснежность зим располагают к существованию на дне впадины многолетнемерзлых пород (ММП). По данным электроразведки [2], 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. 1).

В керне скважины Рб-21, пробуренной в относительно приглубой (1.2 м) юго-западной части озера, по данным количественного группового биоанализа [3] было выделено семь биостратиграфических зон (рис. 2Е, F). Границы зон датировались путем интерполяции между радиоуглеродными датами по модели “возраст–глубина” (в тексте возраст всюду дается в календарной шкале).

I (>11000 л.н.): преобладают остатки высших водно-болотных растений, снизу вверх по слою нарастают признаки обводнения, появляются золотистые, вольвоксовые водоросли, простейшие животные (Protozoa), выдерживающие недостаточную аэрацию воды, еще выше нарастает количество диатомовых водорослей и ветвистоусых рачков (Cladocera).

II (11000–10500 л.н.): низкое содержание остатков высших растений и высокое — диатомовых водорослей; кроме диатомей-обрастателей имеется значительное количество планктонных (Cyclotella), появились губки; все это свидетель-

Московский государственный университет  
им. М.В. Ломоносова

Институт географии

Российской Академии наук, Москва

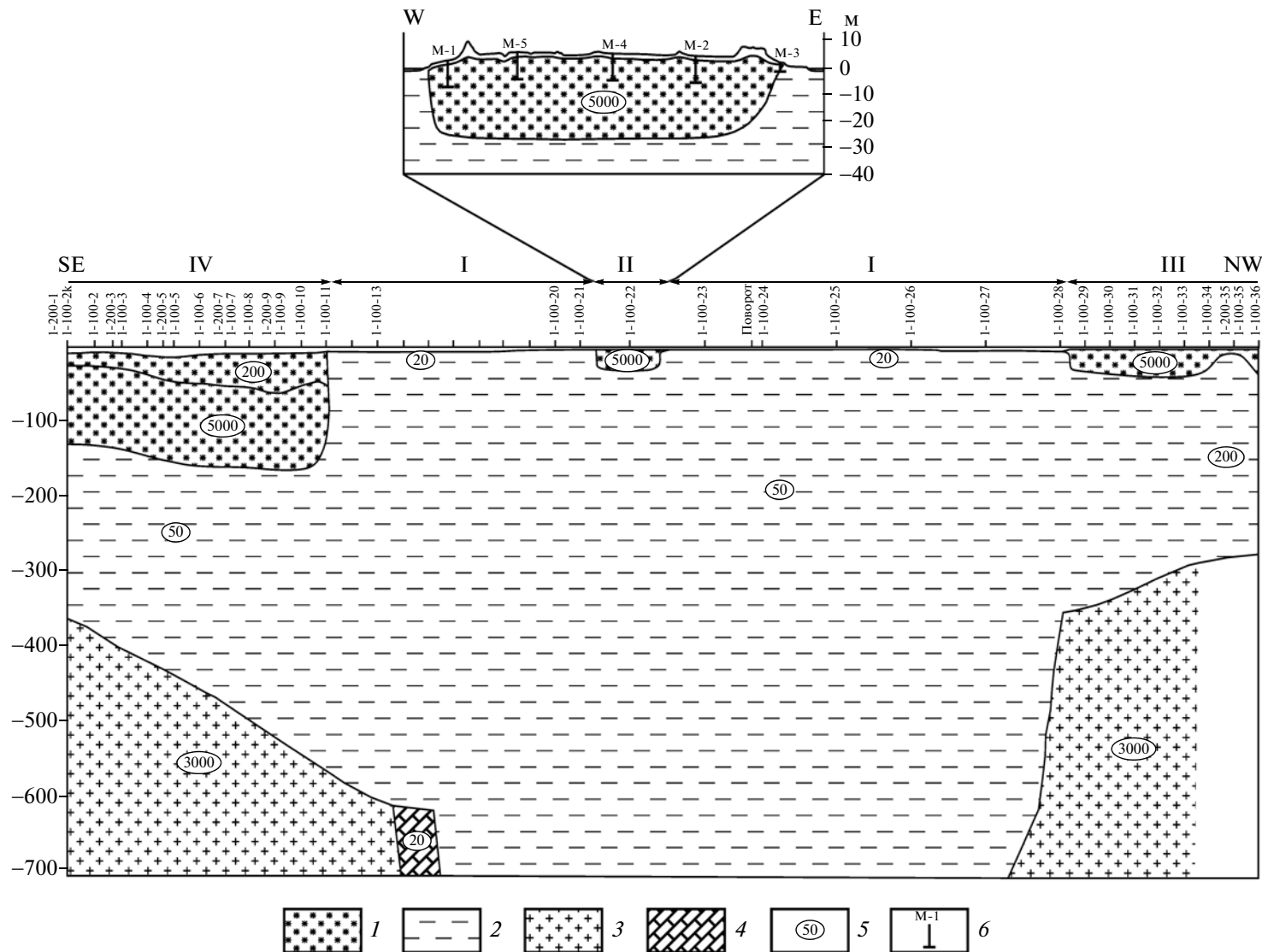
Институт овощеводства

Российской академии сельскохозяйственных наук,

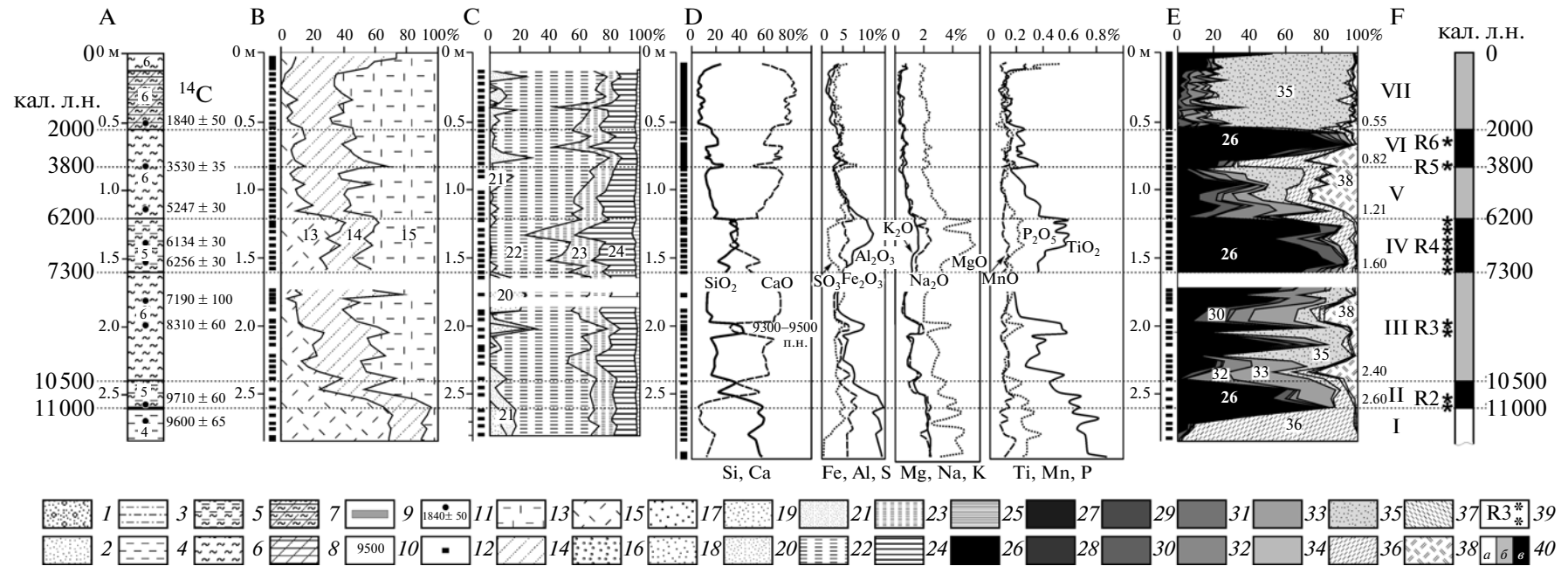
Раменский р-он Московской обл.

Институт этнологии и антропологии

Российской Академии наук, Москва



**Рис. 1.** Разрез юго-западной части Терехольской впадины по данным электроразведки (по [2], с дополнениями и уточнениями). За 0 шкалы высот принят уровень озера Тере-Холь. Условные обозначения: 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. Римские цифры – геоморфологические элементы: I – акватория озера Тере-Холь (раннеголоценовая термокарстовая впадина), II – остров Пор-Бажын (среднеголоценовый бугор пучения), III – среднеголоценовые озерные террасы, IV – аллювиально-пролювиальная равнина (позднеледниковый конус выноса р. Айыл).



**Рис. 2.** Результаты комплексного анализа осадков, вскрытых скважиной Pb-21 в юго-западной части озера Тере-Холь. Условные обозначения: А – литология: 1 – песок разномелкий с гравием, 2 – песок мелкий алевритистый, 3 – супесь, 4 – суглинок, 5 – ил органико-минеральный, 6 – ил органико-карбонатный (сапропель), 7 – ил карбонатный, 8 – озерная известь, 9 – крупные (толщиной более 3 см) прослои сегрегационного льда, 10 – абсолютный возраст (калиброванный), 11 – радиоуглеродные даты и места отбора образцов. В – осадкообразующие компоненты: 12 – интервалы пробоотбора (сплошной отбор с дискретностью 2 см показан вертикальной черной полосой), 13 – терригенное (кластическое) вещество, 14 – органическое (кластическое) вещество, 15 – карбонаты. С – 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. D – валовый химический состав. E – биосостав: 26 – диатомовые, 27 – желто-зеленые, 28 – эвгленовые, 29 – пиропитовые, 30 – золотистые, 31 – вольвоксовые, 32 – хлорококковые, 33 – десмидиевые, 34 – зеленые нитчатые, 35 – синезеленые водоросли; 36 – ткани высших растений; 37 – пыльца и споры высших растений; 38 – животные (преимущественно губки). F – периодизация истории природных процессов: 39 – эпохи повышенного речного стока (интервал времени, номера); 40 – локальная обстановка: 40a – суша, 40b – озеро с высокой проточностью. Римские цифры – местные стратиграфические зоны и подзоны.

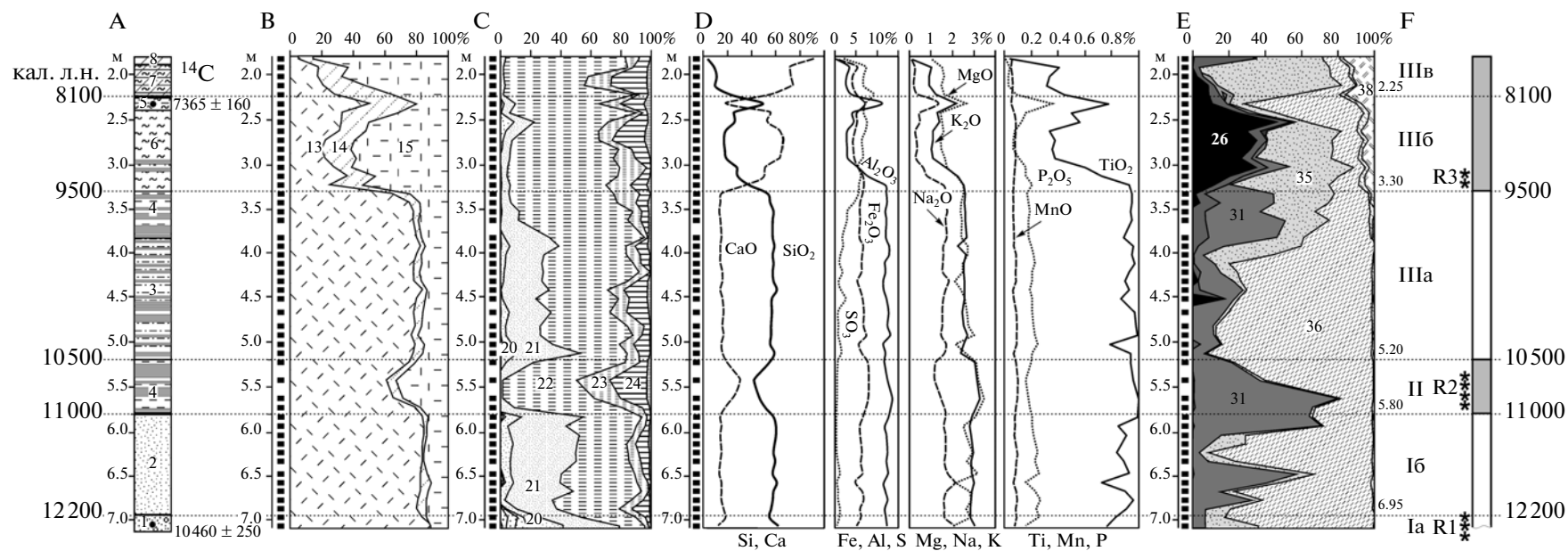


Рис. 3. Результаты комплексного анализа осадков, вскрытых скважиной М-6 на острове Пор-Бажин. Условные обозначения см. на рис. 2.

ствует о повышении уровня воды и проточности озера.

III (10500–7300 л.н.): пестрый состав преобладающих в разных слоях организмов, что отражает значительную многолетнюю изменчивость гидрологической обстановки; в целом, по сравнению с предшествующим этапом, характерно снижение обводненности, которое демонстрирует сумма синезеленых, десмидиевых, хлорококковых, вольвоксовых и золотистых водорослей.

IV (7300–6200 л.н.): наивысшая за всю историю глубина и проточность озера; резко преобладают диатомеи, всюду присутствует *Meridion circulare* Ag. — организм быстро текущих вод.

V (6200–3800 л.н.): снижение обводненности и степени проточности, на что указывают снижение обилия диатомей и повышение обилия синезеленых, десмидиевых и хлорококковых водорослей.

VI (3800–2000 л.н.): преобладание диатомовых указывает на рост глубин и усиление проточности, но более слабое, чем на предыдущих стадиях обводнения.

VII (2000 л.н. — настоящее время): абсолютное преобладание синезеленых водорослей; мелкое, слабо проточное озеро; заметный рост диатомовых наблюдается в верхних 12 см — свидетельство усиления водообмена в озере.

Согласно литолого-геохимическим данным (рис. 2, А–D), осадки зоны I характеризуются наивысшей долей терригенного компонента в осадке и наивысшим по разрезу содержанием окиси Si и большинства порообразующих элементов, входящих в состав силикатных пород: Al, Fe, K, Na, Mg, Ti. Это фация паводковых разливов, накапливавшаяся в периферической, застойноводной части системы аллювиальных конусов.

С установлением озерного режима (зона II) доля терригенных компонентов и содержание Si в осадках падает, а содержание карбонатов — возрастает. Соотношение  $\text{SiO}_2/\text{CaO}$  служит индикатором типа водного питания озера и палеогидрологии его бассейна. Из выделенных эпох самая влажная, характеризующаяся максимальным поверхностным стоком — зона IV (6200–7300 л.н.). 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.). Скачкообразное падение Si и рост Ca на границе зон IV и V указывает на резкую аридизацию и сокращение поверхностного стока. После небольшого роста в пределах зоны VI еще одно скачкообразное падение Si происходит 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.

Скважина М-6 глубиной 7.1 м пробурена на острове Пор-Бажын на высоте 2.2 м над водной поверхностью. Отбор и последующий анализ керна производились с глубины 180 см, где была вскрыта многолетняя мерзлота (рис. 3). По комплексу данных выделены следующие этапы осадконакопления, соответствующие биостратиграфическим зонам в скважине Pb-21.

Ia (>12200 л.н.): русловая фация фронтальной части конуса р. Айыл.

Iб (12200–11000 л.н.): аллювий фации разливов на периферии аллювиальных конусов.

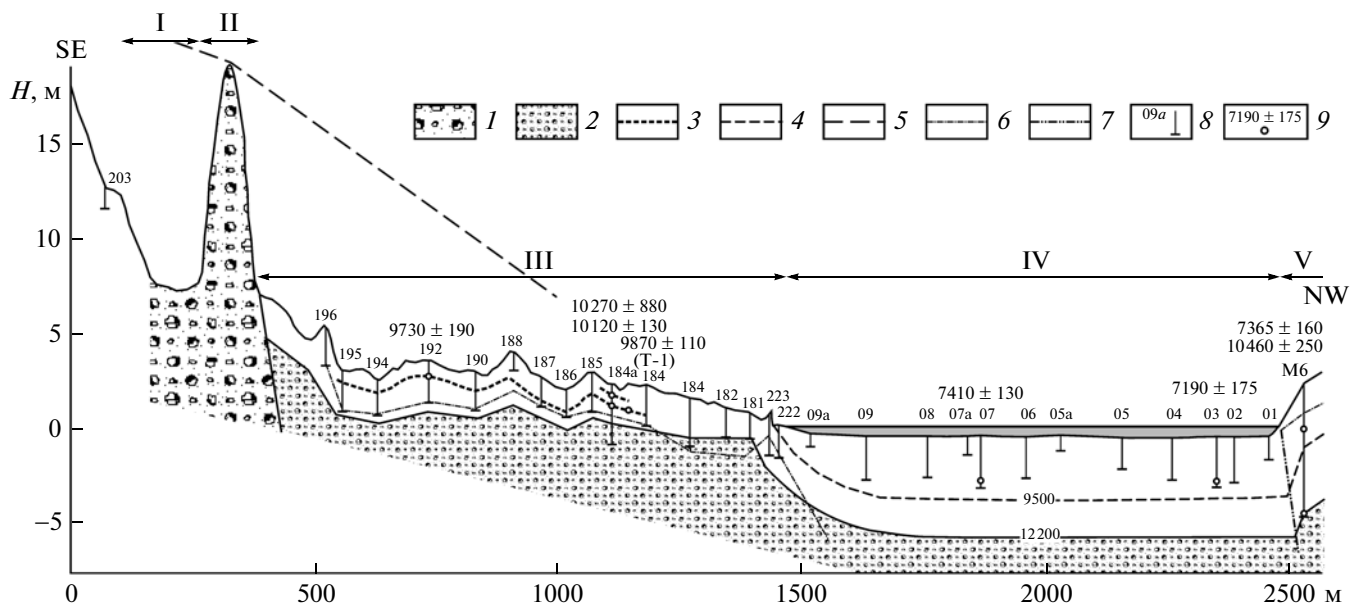
II (11000–10500 л.н.): осадки мелководного водоема со значительным поступлением речных вод — вероятно, прибрежная часть только что появившегося озера.

IIIa (10500–9500 л.н.): вновь пойменно-аллювиальная обстановка, аналогичная этапу Iб; примерно с 9900 л.н. — мелководный пойменный водоем со стоячей водой, возможно, результат постепенного термокарстового проседания в береговой зоне раннеголоценового озера Тере-Холь.

IIIб (9500–8100 л.н.): окончательное установление озерной обстановки с глубиной не менее 1 м и высокой проточностью водоема.

IIIв (<8100 л.н.): хорошо прогреваемое озерное мелководье. Эрозионный характер границы с нижележащим слоем свидетельствует о коротком субэральном перерыве в осадконакоплении около 8100 л.н. Возможная причина перерыва — криогенное выпучивание озерного дна в результате сквозного промерзания озера, сопровождавшего его общее обмеление. Позднее (между 4–5 тыс. л.н.) аналогичный процесс приводит к появлению острова Пор-Бажын и окончательному прекращению озерной седиментации.

С учетом дополнительных данных (рис. 4) история юго-западной части Терехольской впадины в позднеледниковье–голоцене реконструируется следующим образом. Рост речного стока в после-сарганское время (эпоха R1) привел к размыву сарганских конусов, формированию новых конусов, далеко продвинувшихся на дно впадины (рис. 4). Формирование грубообломочных конусов закончилось в середине позднего дриаса ( $12200 \pm 400$  кал. л.н.) вследствие падения мощности речных паводков. Грубообломочный аллювий начал перекрываться суглинками и супесями паводковых разливов. Внутри этой толщи имеются 1–2 погребенных почвы, датированные рубежом плейстоцена–голоцена или самым началом голоцена. Более ранняя почва формировалась под луговой степью (или тундро-степью) с близко



**Рис. 4.** Геолого-геоморфологический профиль через юго-восточную часть озера Тере-Холь и прилегающий участок дна котловины. За 0 шкалы высот принят уровень озера Тере-Холь. Условные обозначения: 1 – галечно-валунный аллювий сартанской эпохи (MIS 2); 2 – гравийно-галечный аллювий позднеледниковья (>12.2 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; римские цифры – геоморфологические элементы: I – эрозийная ложбина эпохи позднеледниковья, II – останец сартанского конуса выноса, III – позднеледниковый конус выноса р. Айыл, IV – раннеголоценовая термокарстовая впадина озера Тере-Холь, V – среднеголоценовый бугор криогенного пучения (остров Пор-Бажын).

залегающей многолетней мерзлотой и вследствие этого затрудненным внутренним дренажем в период сезонного протаивания мерзлоты. Более молодая почва свидетельствует о быстрых климатических изменениях – общем потеплении (отсутствие выраженных криогенных признаков: гумусовых клиньев, турбаций) и аридизации, приведшей к подавлению биологической активности (светлое, буроватое органическое вещество).

Отраженные в двух последовательных погребенных почвах климатические события соответствуют выделенному в [1] для Прибайкалья финально-сартанскому похолоданию, сопоставляемому с поздним дриасом в Европейской части (12.9–11.6 тыс. л.н.) и финально-сартанской–раннеголоценовой аридизации климата (около 11.6 тыс. л.н.). Почвы фиксируют короткие перемены в затоплении поверхности конуса, чередовавшиеся с периодами роста паводков. В один из таких периодов ~11000 л.н. образовалось озеро Тере-Холь. Первоначально оно разлилось на значительную часть современной акватории, однако не позднее ~10500 л.н. сократилось в размерах (исчезает в районе скважины М-6) и сконцентрировалось в наиболее приглубой юго-западной части (в районе скважины Рб-21). Вероятно, это следствие формирования подозерного талика и связанного с этим

проседания поверхности. Одновременно прекращается накопление пойменных осадков на конусе руч. Айыл (рис. 4). Это можно связывать с врезанием ручья в конус вследствие опускания базиса эрозии – уровня озера. Второй этап распространения озера, когда оно окончательно заняло центральную часть нынешней котловины, датируется временем порядка 9500 л.н. (вновь появляется в районе скважины М-6).

По степени проточности озера в голоцене выявлено три относительно многоводных и три мало-водных эпохи, чередование которых отражает совокупные изменения количества атмосферных осадков и температурного режима. Относительно влажными были эпохи 11000–10500, 7300–6200 и 3800–2000 л.н., засушливыми – 10500–7300, 6200–3800 и 2000–100 л.н. Первая половина голоцена отличалась контрастными колебаниями водного режима и влажности климата. Максимальная обводненность существовала в середине голоцена (6200–7300 л.н.). Для второй половины голоцена (после 6200 л.н.) характерно общее усиление аридности, которая достигла голоценового максимума в последние 2000 лет. Вместе с тем XX век отмечен заметным ростом общей обводненности, что может означать как кратковремен-

ную флуктуацию, так и окончание двухтысячелетнего засушливого периода.

Начальное появление и импульсы последующего расширения озерной акватории вызывались ростом притока речных вод.

В голоцене выявлено пять эпох роста речного стока: один продолжительный — 7300–6200 л.н. (R4) и четыре коротких — 11000–10500 л.н. (R2 — с нее началось формирование озера), 9500–9300 л.н. (R3), 3800–3500 л.н. (R5) и 2700–2300 л.н. (R6). Два последних 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 — таков был механизм экспансии озера. В маловодные эпохи в результате выпучивания озерного дна при сквозном промерзании озера формировались озерные острова, на которых происходила регенерация высокольдистой мерзлоты. Новообразованная мерзлота отличается от плейстоценовой пониженной мощностью — 20–25 м против 130–170 м (рис. 1). Таким образом, в противоположность ледниково-подпрудным озерам Южной Сибири и Северной Монголии, которые в голоцене испытывали сокращение вплоть до полного исчезновения [5, 7, 8], аллювиально-термокарстовое озеро Тере-Холь в голоцене демонстрировало экспансию. Эта экспансия была связана не с потеплением климата, а с местным обводнением.

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. л.н.), и тенденция к иссушению во второй половине голоцена (после 6.2 тыс. кал. л.н.) 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 — в Северо-Западной Монголии [10], в Северо-За-

падном Китае [9]. Несколько другая динамика выявляется к северу от Саяно-Тувинского нагорья: в Минусинской котловине голоцен по условиям увлажнения разбивается на две части: более засушливую до 7.6 тыс. кал. л.н. и менее засушливую — позднее [6]. Однако обращает на себя внимание то, что наиболее влажные за весь голоцен условия устанавливаются приблизительно одновременно (в период между 7.3–7.6 тыс. л.н.) к югу, внутри и к северу от Саяно-Тувинского нагорья. Это указывает на западный перенос воздуха как наиболее вероятный источник влаги в центре Евразии в это время.

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

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Воробьева Л.А. Почва как летопись природных событий Прибайкалья: проблемы эволюции и классификации почв. Иркутск: Изд-во Иркут. гос. ун-та, 2010. 205 с.
2. Кошурников А.В., Зыков Ю.Д., Панин А.В. и др. // Инж. изыскания. 2008. № 6. С. 28–31.
3. Успенская О.Н. В кн.: Общие закономерности возникновения и развития озёр. Методы изучения истории озёр. Л.: Наука, 1986. С. 146–151.
4. Arzhantseva I., Inevatkina O., Zav'yalov V., et al. // Europ. Archaeologist. 2011. Iss. 35. P. 6–11.
5. Blyakharchuk T.A., Wright H.E., Borodavko P.S., et al. // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 2008. V. 257. P. 404–420.
6. Dirksen V.G., van Geel B., Koulikova M.A., et al. // Radiocarbon. 2007. V. 49. № 2. P. 1103–1121.
7. Gillespie A.R., Burke R.M., Komatsu G., Bayasgalan A. // Quatern. Res. 2008. V. 69. P. 169–187.
8. Krivonogov S.K., Sheinkman V.S., Mistraykov A.A. // Quatern. Intern. 2005. V. 136. P. 83–94.
9. Li Y., Wang N., Cheng H., et al. // Boreas. 2009. V. 38. Iss. 2. P. 349–361.
10. Tarasov P., Dorofeyuk N., Metel'tseva E. // Boreas. 2000. V. 29. Iss. 2. P. 117–126.