

УДК 551.79.561(476)

ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ ИЗМЕНЕНИЯ ОЗЕРНЫХ УРОВНЕЙ РЕГИОНА БАЛТИЙСКИХ ПООЗЕРИЙ В ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЬЕ И ГОЛОЦЕНЕ

А. А. НОВИК¹⁾

¹⁾Белорусский государственный университет, пр. Независимости, 4, 220030, г. Минск, Республика Беларусь

Проведена межрегиональная корреляция, сопоставлены палеогеографические события на основе единого методического подхода, используемого при интерпретации геологических, геохимических и палеоботанических данных, на примере региона Балтийских Поозерий. Сведения, полученные в процессе изучения озерных отложений, имеют важное значение при реконструкциях палеогеографических событий прошлого. Их анализ позволил восстановить целостную и непротиворечивую картину динамики озерных уровней как индикатора эволюции природной среды региона в течение последних 14 000 лет. Общие закономерности озерного осадконакопления и колебания уровней в первую очередь связаны с глобальной тенденцией потепления климата в начале послеледниковой эпохи и исчезновением многолетней мерзлоты. Дальнейшие преобразования в характере осадконакопления определялись климатическими циклами голоцена и степенью изменения континентальности.

Ключевые слова: колебание озерного уровня; озерное осадконакопление; литология; позднеледниковье; голоцен; Эстония; Латвия; Беларусь.

Благодарность. Исследования проведены в рамках международного белорусско-эстонского проекта БРФФИ № X10МС-001 (2010–2012) «Межрегиональная пространственно-временная корреляция развития окружающей среды Беларуси, Латвии и Эстонии в течение основных климатических событий последних 14 000 лет» и постдокторского гранта Эстонского научного фонда PD55 (2007–2009) «The lake-level fluctuations during the postglacial period: causes and impact on the lake ecosystem».

Автор выражает благодарность коллегам из Института экологии Таллинского университета Я.-М. Пуннингу, Т. Кофф, М. Кангуру, Т. Васмаа, Я. Терасмаа, Г. Капонен, А. Марзецовой и ведущему сотруднику Института природопользования НАН Беларуси В. П. Зерницкой за оказанную помощь и содействие в сборе, обработке и анализе материалов в ходе выполнения работы.

SPACE-TIME CORRELATION DEVELOPMENT OF THE LAKE LEVELS CHANGE DURING THE LATE GLACIAL AND HOLOCENE OF THE BALTIC LAKE DISTRICTS

A. A. NOVIK^a

^aBelarusian State University, Nezavisimosti avenue, 4, 220030, Minsk, Republic of Belarus

Inter-regional correlation and comparison of paleogeographic events on the basis of a common methodological approach in the interpretation of geological, geochemical and palaeobotanical data on the example of the Baltic Lake District was carried out. The data obtained from the study of lake sediments are important in paleogeographic reconstructions of

Образец цитирования:

Новик А. А. Пространственно-временная корреляция изменения озерных уровней региона Балтийских Поозерий в позднеледниковье и голоцене // Журн. Белорус. гос. ун-та. География. Геология. 2017. № 1. С. 26–35.

For citation:

Novik A. A. Space-time correlation development of the lake levels change during the late glacial and holocene of the Baltic Lake Districts. *J. Belarus. State Univ. Geogr. Geol.* 2017. No. 1. P. 26–35 (in Russ.).

Автор:

Алексей Александрович Новик – кандидат географических наук, доцент; доцент кафедры общего землеведения и гидrometeorологии географического факультета.

Author:

Aliaksei Novik, PhD (geography), docent; associate professor at the department of earth science and hydrometeorology, faculty of geography.
novika@bsu.by

past events. Their analysis allowed us to restore the integrity and consistent picture of the dynamics of lake levels as an indicator of the evolutionary history of the natural environment of the region in the last 14 000 years. General patterns of sedimentation and lake level fluctuations are primarily concerned with the global trend of warming in the early post-glacial period, the disappearance of permafrost. Further changes in the character of sedimentation is determined by climatic cycles of the Holocene and the stage of change continental.

Key words: lake level fluctuation; lake sedimentation; lithology; late glacial; holocene; Estonia; Latvia; Belarus.

Acknowledgements. The study was supported by the framework of international Belarusian-Estonian project BRFFR No. X10MC-001 (2010–2012) «Inter-regional space-time correlation development of the environmental during the short-lasting climatic events throughout the last 14 000 years: on the example of Estonia, Latvia and Belarus» and the postdoctoral grant PD55 of the Estonian Science Foundation (2007–2009) «The lake-level fluctuations during the postglacial period: causes and impact on the lake ecosystem».

The author is grateful to colleagues from the Institute of Ecology at Tallinn University (J.-M. Punning, T. Koff, M. Kangur, T. Vasmaa, J. Terasmaa, G. Kaponen, A. Marzecova) and to the senior researcher at the Institute of Environmental Sciences of the National Academy of Sciences of Belarus V. P. Zernickoj for their assistance and cooperation in the collection, processing and analysis of materials during the program work.

Введение

К настоящему времени доказано, что климатические изменения разного уровня неоднократно проявлялись в характере и динамике озерного осадконакопления на протяжении позднеледниковья и голоцена. Наиболее значительным климатическим сдвигом стал переход от позднеледниковья к голоцену. Это событие континентального и даже глобального масштаба произошло синхронно или с незначительным временным расхождением (квазисинхронно) в Северной Америке и Европе. Работы последних лет показали, что этот переход осуществился очень быстро и был связан с резкой перестройкой циркуляции водной массы в Северной Атлантике. Широко известен ряд климатических изменений более мелкого ранга: переходы ранний дриас (DR-1) – бёллинг (BÖ); BÖ – средний дриас (DR-2); DR-2 – аллерёд (AL); AL – поздний дриас (DR-3), а также серия климатических флуктуаций в пределах голоцена [1; 2].

Палеоклиматические выводы, полученные в результате исследований многочисленных локальных европейских осадочных (озерных, болотных, аллювиальных) архивов палеогеографическими методами, показывают, что на одних и тех же временных срезах голоцена в разных частях континента или даже отдельных регионов нередко реконструируются разнонаправленные изменения (пики, тренды) температур и режима увлажнения [3–8]. По этой причине при реконструкции изменений природных условий важно использовать единый методический подход, а также стратиграфические схемы расчленения отложений в комплексном исследовании аккумуляций литологическими, палеофлористическими, радиоуглеродными и изотопно-геохимическими методами диагностики.

В пределах проходящего через Беларусь, Латвию и Эстонию меридионального трансекта с ярко выраженным градиентом степени континентальности современного климата изменения природных условий позднеледниковья и голоцена особенно четко регистрируются в осадочных разрезах. В связи с этим в результате исследования белорусско-латвийско-эстонских телеконнекций, основанных на мультиметодическом подходе, сделана попытка проследить и объяснить синхронность/асинхронность изменения озерных уровней как индикатора преобразования климата, растительности, ландшафтов в довольно крупном регионе Европы – Балтийских Поозерьях. Трансграничные корреляции (телеконнекции) являются приоритетным направлением исследований ряда международных организаций и фондов (IGCP, INQUA, PAGES), а также важным шагом на пути к глобальной корреляции палеогеографических событий в истории Земли.

Чтобы снизить влияние локальных факторов на характер осадконакопления и, как следствие, изменение хода уровней, озерные системы необходимо сравнивать в схожих ландшафтно-геоморфологических условиях. В этом случае пространственно удаленные геологические разрезы с учетом метахронности палеогеографических событий не будут сопоставляться условно.

Результаты исследования целесообразно использовать при теоретических разработках палинохроностратиграфических схем позднеледниковых и голоценовых отложений, восстановлении этапов формирования современного растительного покрова и преобразования озерных уровней, создании алгоритмов индикации палеоклиматических изменений по особенностям флористического и изотопно-геохимического состава, а также выявлению палеоклиматических трендов. Это послужит важным вкладом в развитие белорусской и европейской четвертичной палеогеографии и хроностратиграфии и найдет применение в международных исследованиях, посвященных проблемам глобального изменения климата.

Объекты и методы исследований

Тенденции в изменении озерных уровней были определены согласно общепринятой методологии сравнительного анализа. В качестве опорных объектов исследования выбраны оз. Юуса в пределах Отепяской возвышенности южной Эстонии, оз. Кюжи в пределах Видземской возвышенности центральной Латвии и оз. Долгое в пределах Свенцянской краевой гряды Белорусского Поозерья (рис. 1). Выбор указанных объектов обусловлен единым ледниковым генезисом и схожими особенностями местоположения озер в пределах различных краевых стадий отступления вюрмского (поозерского) ледника, а также комплексом палеогеографической изученности истории развития самих водных объектов и прилегающих к ним водосборов на основе литолого-стратиграфических, палеофлористических, радиоуглеродных и изотопно-геохимических методов диагностики [8–14]. Важно отметить, что водосборные территории исследуемых озер образованы преимущественно водоупорными моренными суглинками, которые наименее чувствительны к ослаблению процессов инфильтрации. Этот фактор наряду с их положением в четко выраженных глубоковрезанных ледниковых котловинах, а также возвышенные водосборы создавали наиболее чувствительный к климатическим изменениям (снижение испарения, увеличение количества осадков) режим колебания уровней, что отражалось и в преобразовании характера озерного осадконакопления [1].

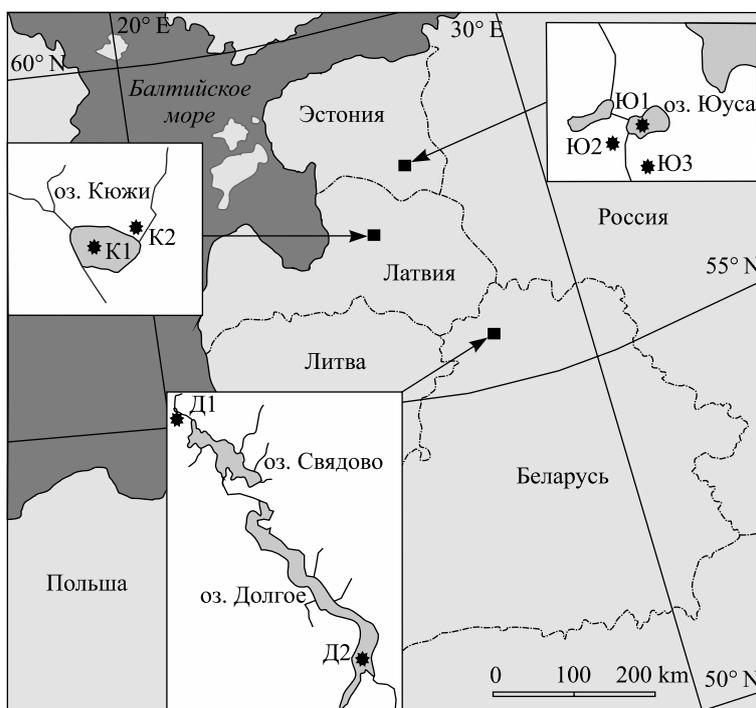


Рис. 1. Местоположение озер в регионе Балтийских Поозерий и выполненных разрезов
Fig. 1. Location of the lakes in the Baltic Lake Districts and study cores

В настоящее время комплексный подход (в том числе изотопно-кислородный, радиоуглеродный, литолого-фациальный, палеоботанический, геохимический методы) к изучению озерных отложений стал традиционным и используется в палеоклиматологических и палеогидрологических исследованиях. При анализе вскрытых отложений и в процессе уточнения возраста литологических горизонтов применялись следующие методы:

- литолого-фациальный (Я.-М. Пуннинг, Б. П. Власов, Я. Теразмаа, А. А. Новик);
- спорово-пыльцевой (В. П. Зерницкая, Т. Кофф, М. Кангур и др.);
- радиоуглеродный (Т. Госляр, Н. Д. Михайлов);
- геохимический и изотопный (А. Н. Махнач, А. Л. Жуховицкая, Т. Мартмаа).

При стратификации отложений была использована европейская континентальная стратиграфическая схема позднеледниковья и голоцена [15]. В качестве показателей фаз развития водоемов задействовались данные о распределении основных осадкообразующих пород, а также органического вещества (ОВ), микро- и макроэлементов. Информативность геохимических индикаторов зависит от характера осадочного комплекса водосбора, генезиса озерных котловин и места заложения скважин.

При индикации генезиса осадков использовались главные литолого-геохимические параметры: песок, глина, опесчаненный ил, глинистый ил, кремнеземистый сапропель, тонкодетритовый сапропель, карбонатный сапропель, озерный мергель, торфосапропель, торф. Тонкодетритовый сапропель характеризуется повышенным содержанием ОВ (50–75 %), состав которого, за исключением остатков макрофитов, имеет планктонное происхождение. Основным минеральным компонентом кремнеземистого сапропеля является SiO_2 (40–75 %) при снижении общей доли ОВ. Поступление кремния в озеро связано с поверхностным стоком и абразионными процессами. К главному минеральному компоненту карбонатного сапропеля и озерного мергеля относится CaCO_3 (25–75 %) при снижении общей доли ОВ (с 50 до 0 %). Опесчаненный ил характеризуется низким содержанием ОВ (менее 15 %) с преобладанием SiO_2 (более 80 %). В глинистом иле отмечается высокое содержание глинистых, или пелитовых, частиц с повышенным составом Al_2O_3 (до 10–12 %) в минеральной части при одновременном снижении SiO_2 . Содержание ОВ в нем также не превышает 15 %. Торфосапропель и торф характеризуются повышенным содержанием ОВ (от 75 до 100 %) [16].

Морфометрическая и литолого-стратиграфическая характеристика озер

Озеро Юуса (58°03' с. ш., 26°30' в. д.; 122,1 м н. у. м.) расположено на юге Эстонии в пределах Отепяской возвышенности (см. рис. 1). Площадь водосбора составляет около 55 га, бассейн залесен и частично заболочен. Котловина озера и разделенные холмами заболоченные понижения водосбора имеют гляциокарстовый генезис. В пределах озерной котловины для анализа динамики уровня озера использовался разрез Ю1 мощностью 9 м, имеющий датировку с максимальным возрастом по ^{14}C [8]. С юго-западной стороны к озерной котловине примыкает крупная заторфованная ложбина, в пределах которой были проанализированы два разреза – Ю2 и Ю3. Скважина Ю2 (123,5 м н. у. м.) мощностью 6,4 м расположена на расстоянии 250 м от озера. Скважина Ю3 (123,5 м н. у. м.) находится в 300 м от оз. Юуса в одной из лощин глубоко вдающейся в склоны моренной возвышенности. Общая мощность отложений составила 2,5 м [9].

Базальный слой разреза Ю1 представлен глинистым илом, переходящим в кремнеземистый сапропель, начало формирования которого датируется 10 023 ^{14}C л. н. (рис. 2). С глубины 800 см от поверхности дна его сменяет карбонатный сапропель, формировавшийся с перерывами в интервалах от 9343 до 360 ^{14}C л. н. На различных временных этапах характер озерного седиментогенеза сменялся с карбонатного на кремнеземистый (около 6000, 4000 л. н., современное время) и тонкодетритовый (около 2000 л. н.) [8].

В разрезе Ю2 верхняя часть торфяной залежи мощностью 410 см подстилается озерными отложениями (410–650 см), за исключением слоя древесного торфа на глубине 580–600 см (см. рис. 2). Кровля озерных осадков (119,4 м н. у. м.) находится на 270 см ниже современного уреза воды в оз. Юуса. На глубине 635–600 см отложения представлены высокоминеральным карбонатным (SiO_2 – до 80 %, CaCO_3 – 20 %) сапропелем, возраст которого датирован 9240 ^{14}C л. н. Выше по разрезу, на глубине 600–580 см, залегает древесный торф, сформированный в интервале от 9220 до 9170 ^{14}C л. н. Озерные отложения (410–580 см), перекрывающие торфяной горизонт, состоят из органического карбонатного сапропеля (содержание ОВ достигает 20–30 %, CaCO_3 – до 80 %). Время накопления этих отложений определено датами, полученными исходя из анализа подстилающего (9170 ^{14}C л. н.) и перекрывающего (2165 ^{14}C л. н.) торфа [9; 17].

Верхняя часть разреза Ю3 представлена торфом, мощность которого составляет около 180 см (см. рис. 2). Под торфом были вскрыты озерные отложения (озерный мергель, карбонатный и органический сапропель) мощностью около 70 см. Верхняя граница озерных осадков лежит на отметке 121,7 м н. у. м., что на 40–50 см ниже уреза воды в оз. Юуса. В базальном горизонте озерного мергеля концентрация карбонатов (CaCO_3) увеличивается до 78 % при незначительном содержании органики – не более 8 %. Возраст осадков на верхней границе (глубина – 232 см) этого горизонта датируется 10 000 ^{14}C л. н. (см. рис. 2). Выше, на глубине 230 см, фиксируется маломощный слой слаборазложившегося торфа (около 5 см), на котором вновь залегает карбонатный сапропель (глубина – 225 см; SiO_2 – до 70 %, CaCO_3 – 55 %, ОВ – от 3 до 8 %), датированный возрастом 9850 ^{14}C л. н. На глубине 210 см в осадках отмечается снижение концентрации минерального вещества и карбонатов, в то время как содержание ОВ в торфяном горизонте (глубина – 205 см) возрастает до 44 %. Возобновление аккумуляции высокоминерального карбонатного сапропеля было датировано возрастом 9600 ^{14}C л. н. Резкое изменение литологии регистрируется на глубине 185 см, где накапливается торф, в котором содержание органики возрастает до 80–90 % (см. рис. 2) [9; 17].

Озеро Кюжи (57°2' с. ш., 25°20' в. д.; 191,5 м н. у. м.) расположено в центральной Латвии, в западной части конечно-моренной Видземской возвышенности, относящейся к видземской краевой стадии вюрмского оледенения (см. рис. 1). Водосбор озера характеризуется ярко выраженным сильно расчлененным холмисто-моренным рельефом [18]. Площадь озера составляет 6,3 га, максимальная длина – 380 м, ширина – 210 м, глубина – до 8 м. Площадь бассейна достигает 1,2 км². Водосбор залесен на востоке и западе.

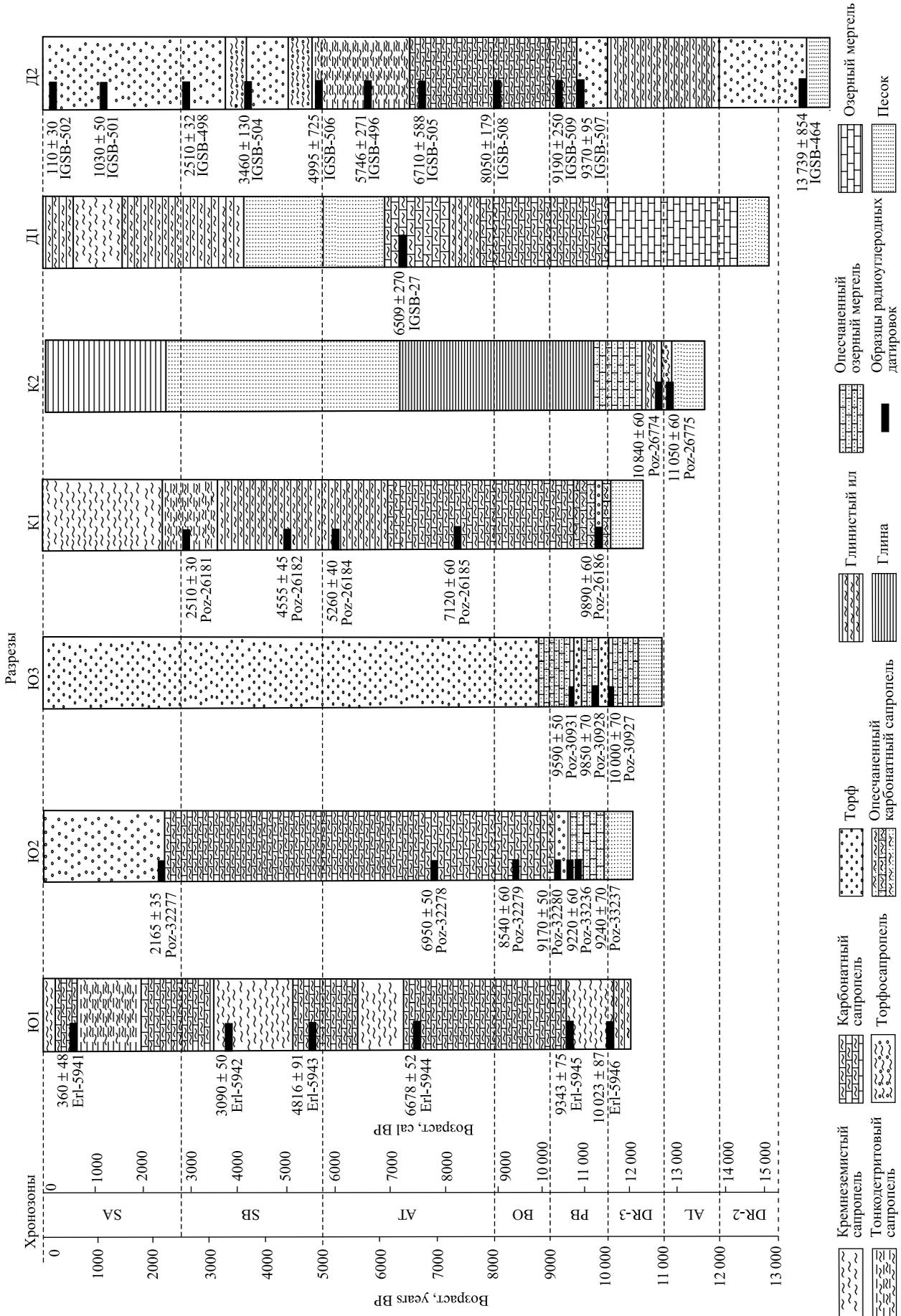


Рис. 2. Сравнительная литостратиграфия озерных осадков в регионе Балтийских Поозерий
Fig. 2. Comparative lithostratigraphy of the investigated sediments in the Baltic Lake Districts

На северо-западе, северо-востоке и юге от озерной котловины залегают торфяные болотные массивы. К ним примыкают моренные холмы, подходящие к урезу воды с западной и восточной сторон [12; 18]. Разрез К1 выполнен в центральной части озерной котловины. Его мощность составила 9 м [12]. Разрез К2 мощностью около 1,5 м описан в геологическом обнажении на северо-восточном берегу озера [14].

Стратиграфический анализ осадков разреза К1 позволил выделить шесть литологических единиц (см. рис. 2) [12]. В нижней части базальный горизонт, представленный гравием и песком с илом и фракциями глины (920–870 см), перекрывается неструктурированным опесчаненным карбонатным сапропелем с илистой глиной и тонким слоем торфа (865–859 см; приблизительно 9890 ¹⁴С л. н.). Содержание ОВ в основании разреза на глубине 865 см – не более 8 %. Выше наличие органики в карбонатном сапропеле резко увеличивается, достигая более чем 60 % на глубине 700 см. Состав ОВ начинает уменьшаться с глубины 650 см (около 7120 ¹⁴С л. н.). Здесь среднее содержание ОВ (33 %) отмечается между 650 и 260 см (7120–2510 ¹⁴С л. н.). В центральной части разреза осадки состоят из глинистого темно-цветного коричневого сапропеля с небольшими прослоями карбонатов (560–260 см). Более выраженная горизонтальная слоистость фиксируется на глубинах между 370 и 260 см (5000–2000 ¹⁴С л. н.). Начиная с глубины 260 см содержание ОВ увеличивается, достигая максимума на глубине 80 см (до 45 %). В верхней части (200–0 см) представлен однородный сапропель без резких переходов. С глубины 80 см содержание ОВ устойчиво уменьшается до 30 %. Содержание карбонатного вещества относительно низкое по всему разрезу (в среднем – около 7 %); только в самой нижней части концентрация карбонатов составляет более чем 10 % [12].

В верхней части обнажения К2 залегает делювиальный суглинок красно-бурого оттенка мощностью 35 см (см. рис. 2) [14]. Ниже он сменяется высокожелезненным делювиальным песком палево-желтого оттенка с прослоями суглинков. С глубины 85 см за песком фиксируется плотный древний делювиальный суглинок темно-бурого цвета, перекрывающий на глубине 1 м опесчаненные озерные карбонатные илы сиреневого оттенка с прослоями органического сапропеля и торфа (возраст – 10 840 и 11 050 ¹⁴С л. н. соответственно) [12; 14]. Мощность озерных осадков достигает 35 см. Ниже они сменяются позднеледниковыми флювиогляциальными песками с включением гравия и гальки [18].

Озеро Долгое (55° 14' с. ш., 28° 11' в. д.; 172,6 м н. у. м.) расположено на севере Беларуси в пределах краевой зоны витебской фазы поозерского оледенения. Оно занимает центральный, наиболее переглубленный участок обширной макроложбины, которая пересекает с северо-запада на юго-восток конечно-моренные гряды восточной части Свенцянских возвышенности (см. рис. 1) [10; 19]. Котловина оз. Долгое прорезает холмистую поверхность с абсолютными отметками 190–215 м. Ее тальвег находится на уровне 115–175 м. Продольный профиль имеет сложное строение в виде чередования переглубленных водобойных участков и поднятий с относительной амплитудой высот 35–50 м. Часть понижений – котловины ложбинного типа – заполнены водой (озера Гиньково, Лозовики, Свядово, Долгое) [10; 19]. Разрез Д1 в оз. Долгое мощностью 3,5 м выполнен в южной части котловины в литоральной зоне на глубине 5 м [10]. Разрез Д2 мощностью 11,6 м произведен в северной части ложбины оз. Долгое в пределах торфяного болотного массива, примыкающего к остаточному дистрофному оз. Лозовики (173,7 м н. у. м.) [10; 11].

Базальный горизонт разреза Д1 представлен песком на глубине 320–330 см (см. рис. 2). Выше он сменяется озерным мергелем с прослоями опесчаненной глины до глубины 235 см от поверхности дна. В слое на глубине 45–235 см лежит карбонатный сапропель, характеризующийся высоким содержанием ОВ в верхней части. На глубине 90–105 см в карбонатном сапропеле выделяется слой глинистого ила. Такой же характер отложений фиксируется на глубине 25–40 см. Далее, на глубине 45 см карбонаты перекрываются песком мощностью около 5 см. В слое 10–25 см отмечен кремнеземистый сапропель, который к поверхности вновь переходит в глинистый ил [10].

В основании разреза Д2 был вскрыт водно-ледниковый песок желтого цвета с гравием (см. рис. 2). На песке залегает сфагновый торф мощностью 60 см, возраст которого определен периодом 13 739 ¹⁴С л. н. Выше залегает слой неструктурированного глинистого ила, сменяемого далее древесным торфом (возраст – 9370 ¹⁴С л. н.). На глубине от 103 до 760 см фиксируется опесчаненный карбонатный сапропель. Выше он сменяется тонкодетритовым сапропелем с высоким содержанием ОВ. Начиная с глубины 600 см озерные осадки сменяет сфагновый торф со слоями торфосапропеля и остатками древесного торфа [10; 20].

Результаты исследования и их обсуждение

Анализ представленных данных свидетельствует о том, что начало озерного седиментогенеза в DR-3 на водосборе оз. Юуса было связано с активизацией гляциокарстовых процессов (см. рис. 2) [9]. Наиболее интенсивно расконсервация озерных котловин протекала на возвышенных участках водосбора. Холодные климатические условия того времени способствовали аккумуляции карбонатного сапропеля

с высокой долей терригенного материала. Карбонаты в озеро поступали с талой водой в результате интенсивного выщелачивания морены. О нестабильности уровня водоема в начале пребореального периода (РВ) свидетельствуют слои торфа в карбонатном сапропеле. Конец РВ характеризовался повышением уровня озера [9]. В осадках разреза Ю2 это событие фиксируется накоплением поверх торфа карбонатного сапропеля с включением большого количества песка, поступавшего со склонов в озеро в результате оттаивания мерзлотных грунтов. Данный процесс совпал с началом карбонатного осадконакопления в наиболее глубоких частях гляциокарстового понижения (разрез Ю1), что свидетельствует об активном поступлении карбонатного материала с водосборных территорий [8]. Следующее понижение уровня водоема отмечено в середине бореального периода (ВО) очередным накоплением торфа, повышением концентрации содержания ОВ в карбонатном сапропеле и ростом спор сухолюбивых представителей флоры в осадках того времени [9; 13]. Новый подъем уровня последовал в конце ВО – начале атлантического этапа (АТ), что подтверждается увеличением минеральной составляющей в осадках. Наметившийся подъем воды в то время уже не доходил до высоты разреза Ю3, где процесс торфообразования, который начался в ВО, продолжается и по настоящее время [9]. В суббореале (SB) преобладали высокие уровни, однако начиная со второй половины периода появилась тенденция к понижению, отразившаяся в уменьшении минерального и увеличении органического и карбонатного веществ в осадках озера. Очередное непродолжительное повышение сменилось падением уровня водоема в начале субатлантического периода (SA). В то время этап озерного седиментогенеза в стоковой ложбине прекратился в результате постепенного понижения уровня и заболачивания, в озере стали накапливаться высокоорганические сапропели [9].

Озерное осадконакопление на водосборе оз. Кюжи началось в АЛ в результате активизации процессов гляциокарста (см. рис. 2) [14; 18]. В начале РВ наблюдались низкие уровни вследствие интенсивной инфильтрации талых вод. С середины РВ увеличилось общее обводнение территории, что привело к росту песчаного материала в озерных осадках. По мере оттаивания незакрепленных грунтов на склонах моренных гряд в начале голоцена активно протекали солифлюкционные и делювиальные процессы, способствовавшие общему выполаживанию рельефа и перекрытию сносимым вниз материалом озерных осадков у основания склонов [18]. По всей видимости, это привело к перекрытию озерных отложений разреза К2 делювиальными суглинками [14]. К середине ВО уровень в озере стабилизировался с тенденцией к понижению, однако к концу периода наметился очередной подъем, закончившийся к началу АТ. Первая половина этого периода характеризуется низкими уровнями, что отражается в высокой концентрации доли содержания ОВ в карбонатном сапропеле [12]. Со второй половины АТ вплоть до середины SB уровень в озере повышался, о чем свидетельствует накопление в нем высокоминеральных сапропелей. Последние сменились выше тонкодетритовыми сапропелями, которые аккумулировались с середины SB до SA, чему способствовала динамика низких уровней. В SA начался новый подъем уровней, характеризующийся накоплением кремнеземистых сапропелей, однако на современном этапе отмечается незначительное увеличение органики в осадках как тенденция к снижению уровня [12].

Согласно пыльцевым и радиоуглеродным данным формирование базального горизонта торфа в водосборных понижениях оз. Долгое происходило в начале позднеледниковья (ВÖ – DR-2) (см. рис. 2) [10]. В АЛ и DR-3 проявилась тенденция к понижению уровня, что усилило интенсивность карбонатонакопления. Повышение уровня озера и начало формирования карбонатных осадков с высоким содержанием терригенного материала обнаружены в конце РВ. В течение ВО в этих отложениях уменьшилась роль терригенных компонентов, что свидетельствует о слабой проточности озерного бассейна и стабилизации либо понижении уровня. Изотопные и палинологические данные в карбонатных осадках также фиксируют повышение уровня во второй половине ВО и постепенное понижение с начала АТ, что отражается в составе карбонатного сапропеля, где возрастает содержание ОВ [11]. С середины АТ карбонатосаждение в озере резко прекратилось. В результате понижения уровня литоральные зоны превратились в прибрежные части озерной котловины, где аккумулировался песчаный материал [10]. В озере стал накапливаться тонкодетритовый сапропель с высоким содержанием органики. Начало SB ознаменовалось новым кратковременным этапом подъема уровня, что отражается в разрезе Д2, где фиксируется горизонт тонкодетритового торфосапропеля на глубине 4,55–4,75 м. Затем последовал очередной спад, о чем свидетельствует накопление торфа в разрезе Д2. Чередование торфа с прослоями тонкодетритового сапропеля говорит о неустойчивости водного режима [20]. Со второй половины SB в разрезе Д1 поверх песка стали накапливаться глинистые илы, сменяющиеся кремнеземистыми сапропелями, что отражают результаты трансгрессии. В течение ранней и средней SA в разрезе Д1 продолжилось формирование древесного торфа, а в конце этого этапа начал аккумулироваться сфагновый торф [20].

Выводы

На основании анализа проведенных палеогеографических исследований выполнена реконструкция изменения уровней озер Беларуси, Латвии и Эстонии в позднеледниковье и голоцене (рис. 3), в ходе

которой выявлен ряд общих закономерностей. В первую очередь фиксируется четко выраженный минимум уровней, характерный для ранних этапов позднеледникового, в оз. Долгое. Низкие отметки уровней, по всей видимости, были обусловлены резким похолоданием и незавершенностью процесса расконсервации гляциокарста [1]. Незначительное увеличение обводненности территории, происходившее в AL – начале DR-3, наблюдается в озерах Кюжи и Долгое, что связано с потеплением климата того времени и активизацией процессов гляциокарста [19]. Наиболее глубокие понижения озерных котловин южной Эстонии в тот период оставались законсервированными льдом [9]. Усилившееся похолодание в DR-3, вероятно, сопровождалось повышением влажности климата и подъемом уровней озер. Интенсивное грунтовое питание в водоемах Юуса и Кюжи обусловило поступление карбонатного и терригенного материала и начало формирования озерных отложений [8; 12]. Однако уже в первой половине PB намечилась тенденция к понижению уровней для всех трех озер, что было связано с уменьшением влажности климата и спадом флювиальной активности [10]. К этому периоду относятся находки маломощных слоев древнего торфа во всех изученных озерах. Формированию торфа способствовали начало потепления климата и активизация процессов разгрузки талых вод многолетней мерзлоты за счет усиления процессов инфильтрации [1; 9].

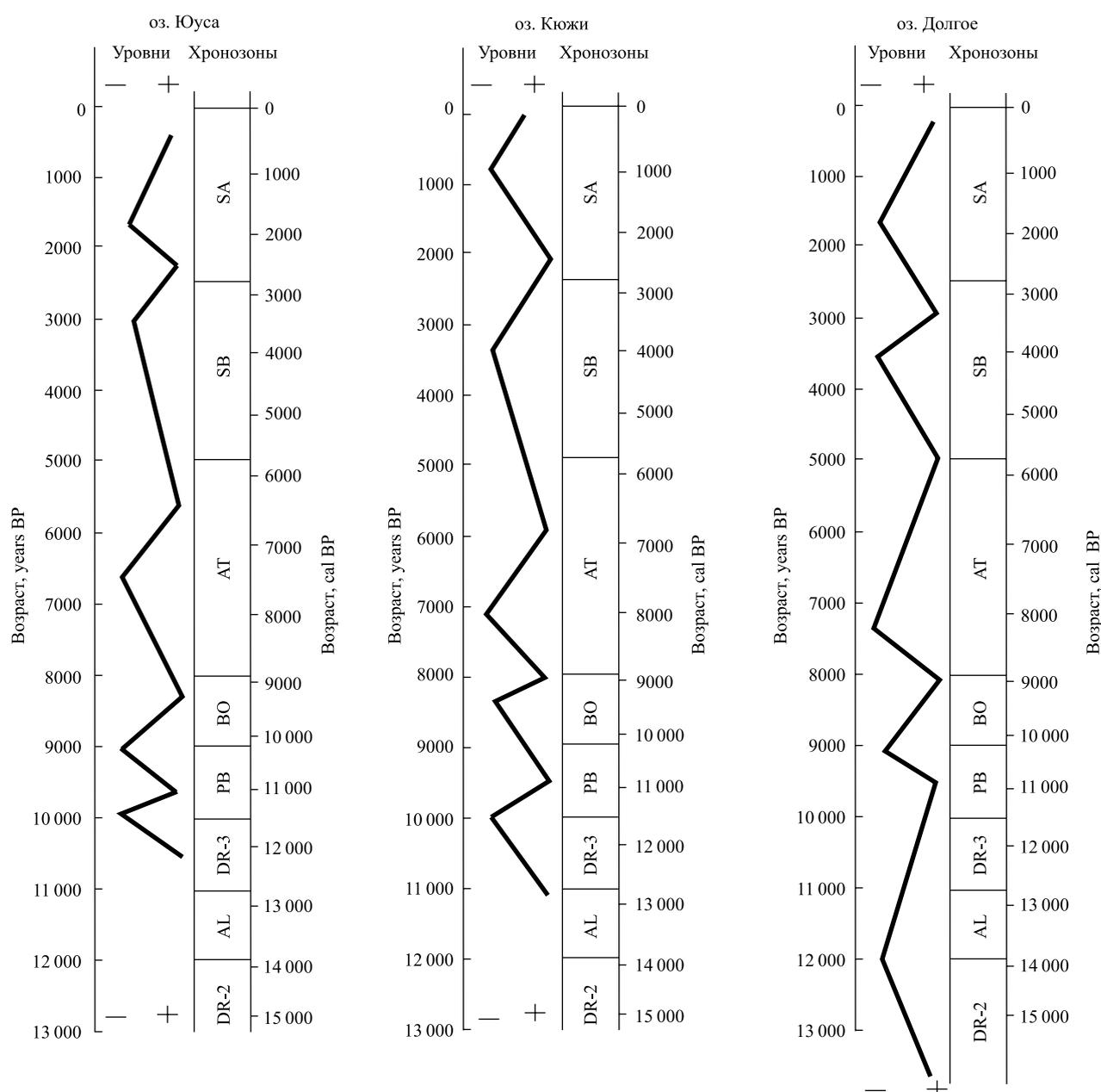


Рис. 3. Динамика изменения уровней озер Балтийских Поозерий в позднеледниковье и голоцене
Fig. 3. Late Glacial and Holocene lake-level fluctuations in the Baltic Lake Districts

Со второй половины РВ в исследованных озерных разрезах наблюдается общерегиональная динамика повышения уровней озер, обусловленная глобальной тенденцией потепления и увлажнения климата в начале голоцена. Преобладавшие до того времени минеральные и органоминеральные отложения позднеледниковья начинают перекрываться породами карбонатного состава за счет выщелачивания карбонатной морены в результате усиления флювиальной активности. В эпоху седиментации карбонатных осадков озера обладали характером олигомезотрофных водоемов с низким содержанием ОВ в донных отложениях [10]. Важное значение при этом имели морфологические особенности озерных котловин и литология пород водосбора. Процесс повышения уровней продолжался вплоть до начала – середины ВО. Очередное похолодание, наступившее в тот временной отрезок, привело к уменьшению увлажненности и понижению уровней.

В конце ВО – начале АТ прослеживается процесс стабилизации уровней с общей тенденцией к повышению, но уже около 7000 л. н. наступил этап очередного спада уровней, что отражает прерывание озерного осадконакопления в разрезе на литоральной зоне оз. Долгое [10]. Этому периоду соответствует смена характера осадконакопления во всех изученных озерах. Преобладающий карбонатный компонент озерных осадков к середине АТ либо снижается за счет доли содержания CaCO_3 , либо полностью сменяется органоминеральным. Причины смены карбонатных отложений органическими были комплексными: выщелачивание водосборных территорий, повлекшее за собой сокращение притока жестких вод; похолодание в начале SB, определившее прекращение или замедление формирования озерных карбонатов; повышение трофического статуса вследствие развития в них растительной и животной жизни [11].

Холодные и влажные условия SB способствовали наступлению очередной тенденции к повышению уровней, что сопровождалось увеличением минеральных компонентов в осадках всех озер. Кроме того, в бывших литоральных частях оз. Долгое возобновился процесс озерного осадконакопления. Во второй половине SB колебания отличались разноплановым характером, что было обусловлено локальными факторами, но уже к началу SA процесс потепления и увлажнения климата вызвал очередную общую фазу подъема во всех исследованных озерах региона [1; 8; 10]. В настоящее время анализ озерного осадконакопления подтверждает стадии регрессии в динамике изменения уровней изученных озер, начавшейся приблизительно тысячу лет назад.

Как видно из приведенного палеогеографического анализа, большинство выявленных закономерностей в озерной седиментации имеют общие тенденции для региона Балтийских Поозерий, что связано с глобальными палеоклиматическими преобразованиями в позднеледниковье и голоцене. Однако в климатических циклах, связанных с периодами похолодания и увеличения увлажненности при продвижении с северо-запада на юго-восток, обнаруживаются некоторое запаздывание этапов изменения характера осадконакопления и, как следствие, колебания озерных уровней. И наоборот, для палеоциклов с потеплением и снижением увлажненности наблюдается обратный сценарий, что, помимо влияния локальных факторов на водосборных территориях, может объясняться повышением градиента степени континентальности климата по меридиональному трансекту оз. Юуса – оз. Кюжи – оз. Долгое. Это подтверждается и палинологическими данными, согласно которым установлено, что на территории Беларуси наиболее значимые климатические события голоцена (позднебореальное, среднеатлантическое и раннесуббореальное похолодания) выглядели ярче, чем на территории стран Балтии [21]. Эта закономерность стала ярко проявлять себя с начала ВО.

Библиографические ссылки

1. Novik A., Punning J.-M., Zernitskaya V. The development of Belarusian lakes during the Late Glacial and Holocene // *Estonian J. Earth Sci.* 2010. Vol. 59, issue 1. P. 63–79.
2. Lasberg K., Kalm V. Chronology of Late Weichselian glaciation in the western part of the East European Plain // *Boreas*. 2013. Vol. 42, issue 4. P. 995–1007.
3. Sediment record from the Kamyshovoe Lake: history of vegetation during late Pleistocene and early Holocene (Kaliningrad District, Russia) / O. Druzhinina [et al.] // *Baltica*. 2015. Vol. 28, № 2. P. 121–134.
4. Postglacial history of vegetation, human activity and lake-level changes at Jezioro Linówek in northeast Poland, based on multi-proxy data / M. Gałka [et al.] // *Veg. Hist. Archaeobot.* 2014. Vol. 23, issue 2. P. 123–152.
5. Lateglacial and early Holocene environmental dynamics in northern Lithuania: A multi-proxy record from Ginkūnai Lake / M. Stančikaitė [et al.] // *Quat. Int.* 2015. Vol. 357. P. 44–57.
6. Local and regional Holocene vegetation dynamics at two sites in Eastern Latvia / N. Stivrins [et al.] // *Boreal Environ. Res.* 2014. Vol. 19. P. 310–322.
7. Vegetation pattern and sedimentation changes in the context of the Lateglacial climatic events: Case study of Staroje Lake (Eastern Belarus) / V. Zernitskaya [et al.] // *Quat. Int.* 2015. Vol. 386. P. 70–82.
8. Holocene lake level fluctuations recorded in the sediment composition of the small dimictic Lake Juusa (SE Estonia) / J.-M. Punning [et al.] // *J. Paleolimnol.* 2005. № 34. P. 377–390.
9. Новик А. А. История развития водосбора озера Юуса в позднеледниковье и голоцене // *Вестн. БГУ. Сер. 2, Химия. Биология. География*. 2013. № 1. С. 88–93.
10. Озеро Долгое (седиментогенез, стратиграфия донных отложений и этапы развития) / В. П. Зерницкая [и др.]. Минск, 2001.
11. Stable oxygen and carbon isotopes in Late Glacial-Holocene freshwater carbonates from Belarus and their palaeoclimatic implications / N. Makhnach [et al.] // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 2004. Vol. 209. P. 73–101.

12. Puusepp L., Kangur M. Linking diatom community dynamics to changes in terrestrial vegetation: a palaeolimnological case study of Lake Kūji, Vidzeme Heights (Central Latvia) // *Estonian J. Ecol.* 2010. Vol. 59, № 4. P. 259–280.
13. Ecosystem response to Early and Late Holocene lake-level changes in lake Juusa, southern Estonia / T. Koff [et al.] // *Pol. J. Ecol.* 2005. Vol. 53, № 4. P. 553–570.
14. Koff T., Terasmaa J. The sedimentary sequence from the Lake Kūji outcrop, Central Latvia: implications for late glacial stratigraphy // *Estonian J. Earth Sci.* 2011. Vol. 60, № 2. P. 113–122.
15. Quaternary stratigraphy of Norden: a proposal for terminology and classification / J. Mangerud [et al.] // *Boreas.* 1974. № 3 (1–2). P. 78–85.
16. Жуховицкая А. Л., Генералова В. А. Геохимия озер Белоруссии. Минск, 1991.
17. Novik A. The development of lake sedimentation since Older Dryas in Belarus // *The environmental and socio-economic response in the southern Baltic region : materials 2nd Int. Conf. on Clim. Change (Szczecin, Poland, 12–15 May, 2014).* Szczecin, 2014. P. 15–16.
18. Новик А. А. Геолого-геоморфологическая характеристика и история формирования рельефа водосбора озера Кюжи // Теоретические и прикладные аспекты современной географии и географического образования : материалы VIII съезда Белорус. геогр. о-ва (Минск, 10–14 нояб. 2010 г.). Минск, 2011. С. 85–87.
19. Новик А. А. О генезисе гляциогенных рытвин в ледниковом комплексе // *Вестн. БГУ. Сер. 2, Химия. Биология. География.* 2002. № 2. С. 76–80.
20. Новик А. А. Общие закономерности осадконакопления и колебания уровней озер Беларуси в послеледниковый период // *Вестн. БГУ. Сер. 2, Химия. Биология. География.* 2010. № 2. С. 95–99.
21. Zernitskaya V., Makhnach N., Kolkovski V. Stratigraphy of Late Glacial and Holocene deposits in Belarusian Poozerie // *The Quaternary of Western Lithuania: from the Pleistocene Glaciations to the evolution of the Baltic sea : proc. of the INQUA Peribalt. Group Field Symp. (Plateliai, Lithuania, 27 May – 02 June, 2007) / eds.: R. Guobyte, M. Stancikaite.* Vilnius, 2007. P. 107–108.

References

1. Novik A., Punning J.-M., Zernitskaya V. The development of Belarusian lakes during the Late Glacial and Holocene. *Estonian J. Earth Sci.* 2010. Vol. 59, issue 1. P. 63–79.
2. Lasberg K., Kalm V. Chronology of Late Weichselian glaciation in the western part of the East European Plain. *Boreas.* 2013. Vol. 42, issue 4. P. 995–1007.
3. Druzhinina O., Subetto D., Stančikaitė M., et al. Sediment record from the Kamyshovoe Lake: history of vegetation during late Pleistocene and early Holocene (Kaliningrad District, Russia). *Baltica.* 2015. Vol. 28, No. 2. P. 21–134.
4. Gałka M., Tobolski K., Zawisza E., et al. Postglacial history of vegetation, human activity and lake-level changes at Jezioro Linówek in northeast Poland, based on multi-proxy data. *Veg. Hist. Archaeobot.* 2014. Vol. 23, issue 2. P. 123–152.
5. Stančikaitė M., Šeirienė V., Kisieliene D., et al. Lateglacial and early Holocene environmental dynamics in northern Lithuania: A multi-proxy record from Ginkūnai Lake. *Quat. Int.* 2015. Vol. 357. P. 44–57.
6. Stivrins N., Kalnina L., Veski S., et al. Local and regional Holocene vegetation dynamics at two sites in Eastern Latvia. *Boreal Environ. Res.* 2014. Vol. 19. P. 310–322.
7. Zernitskaya V., Stančikaite M., Vlasov B., et al. Vegetation pattern and sedimentation changes in the context of the Lateglacial climatic events: Case study of Staroje Lake (Eastern Belarus). *Quat. Int.* 2015. Vol. 386. P. 70–82.
8. Punning J.-M., Koff T., Kadastik E., et al. Holocene lake level fluctuations recorded in the sediment composition of the small dimictic Lake Juusa (SE Estonia). *J. Paleolimnol.* 2005. No. 34. P. 377–390.
9. Novik A. A. Istorija razvitija vodosbora ozera Jusa v pozdnelednikovie i Holocene [The development of catchment of lake Juusa during the Late Glacial and Holocene]. *Vestnik BSU. Ser. 2, Khim. Biol. Geogr.* 2013. No. 1. P. 88–93 (in Russ.).
10. Zernitskaya V. P., Zhukhovitskaya A. L., Vlasov B. P., et al. Ozero Dolgoe (sedimentogenez, stratigrafiya donnykh otlozhenij i etapy razvitiya) [Lake Dolgoe (sedimentogenesis, stratigraphy of bottom deposits and stages of development)]. Minsk, 2001 (in Russ.).
11. Makhnach N., Zernitskaja V., Kolosov I., et al. Stable oxygen and carbon isotopes in Late Glacial-Holocene freshwater carbonates from Belarus and their palaeoclimatic implications. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 2004. Vol. 209. P. 73–101.
12. Puusepp L., Kangur M. Linking diatom community dynamics to changes in terrestrial vegetation: a palaeolimnological case study of Lake Kūji, Vidzeme Heights (Central Latvia). *Estonian J. Ecol.* 2010. Vol. 59, No. 4. P. 259–280.
13. Koff T., Punning J.-M., Sarmaja-Korjonen K., et al. Ecosystem response to Early and Late Holocene lake-level changes in lake Juusa, southern Estonia. *Pol. J. Ecol.* 2005. Vol. 53, No. 4. P. 553–570.
14. Koff T., Terasmaa J. The sedimentary sequence from the Lake Kūji outcrop, Central Latvia: implications for late glacial stratigraphy. *Estonian J. Earth Sci.* 2011. Vol. 60, No. 2. P. 113–122.
15. Mangerud J., Andersen S., Berglund B., et al. Quaternary stratigraphy of Norden: a proposal for terminology and classification. *Boreas.* 1974. No. 3 (1–2). P. 78–85.
16. Zhukhovitskaya A. L., Generalova V. A. Geokhimiya ozer Belorussii [Geochemistry of Belarusian lakes]. Minsk, 1991 (in Russ.).
17. Novik A. The development of lake sedimentation since Older Dryas in Belarus. *The environmental and socio-economic response in the southern Baltic region : materials 2nd Int. Conf. on Clim. Change (Szczecin, Poland, 12–15 May, 2014).* Szczecin, 2014. P. 15–16.
18. Novik A. A. Geologo-geomorfologicheskaja harakteristika i istorija formirovanija reliefa i vodosbora ozera Kuzhi [Geologo-geomorfological characteristic and a history of formation of a relief of a reservoir of lake Kuzhi]. *Theoretical and applied aspects of modern geography and geographical formation : materials VIII Congr. Belarus. of a geogr. soc. (Minsk, 10–14 Novemb., 2010).* Minsk, 2011. P. 85–87 (in Russ.).
19. Novik A. A. O genese glaciennih ritvin v lednikovom komplekse [About the genesis of the glacial channel in glacial complex]. *Vestnik BSU. Ser. 2, Khim. Biol. Geogr.* 2002. No. 2. P. 76–80 (in Russ.).
20. Novik A. A. Obschie zakonomernosti osadkonakoplenija i kolebanija urovnei ozer Belarusi v poslelednikovii period [Principal features of the lacustrine sedimentational and lake-level fluctuations in Belarus during the postglacial period]. *Vestnik BSU. Ser. 2, Khim. Biol. Geogr.* 2010. No. 2. P. 95–99 (in Russ.).
21. Zernitskaya V., Makhnach N., Kolkovski V. Stratigraphy of Late Glacial and Holocene deposits in Belarusian Poozerie. *The Quaternary of Western Lithuania: from the Pleistocene Glaciations to the evolution of the Baltic sea : proc. the INQUA Peribalt. Group Field Symp. (Plateliai, Lithuania, 27 May – 02 June, 2007).* Eds.: R. Guobyte, M. Stancikaite. Vilnius, 2007. P. 107–108.

Статья поступила в редколлегию 14.11.2016.
Received by editorial board 14.11.2016.