

УДК 551.89(476)

КОРРЕЛЯЦИЯ ДИНАМИКИ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ПЕРИФЕРИИ ПООЗЕРСКОГО (ВАЛДАЙСКОГО) ОЛЕДЕНЕНИЯ В ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЬЕ И ГОЛОЦЕНЕ**В. П. ЗЕРНИЦКАЯ¹⁾, Б. П. ВЛАСОВ²⁾, А. В. МАТВЕЕВ¹⁾, А. А. НОВИК²⁾,
Д. А. СУБЕТТО³⁾, Ю. А. КУБЛИЦКИЙ³⁾, А. В. ОРЛОВ³⁾**¹⁾Институт природопользования Национальной академии наук Беларуси,
ул. Ф. Скорины, 10, 220114, г. Минск, Беларусь²⁾Белорусский государственный университет, пр. Независимости, 4, 220030, г. Минск, Беларусь³⁾Российский государственный педагогический университет им. А. И. Герцена,
набережная реки Мойки, 48, 191186, г. Санкт-Петербург, Россия

Ландшафтно-климатические реконструкции в юго-восточном секторе последнего Скандинавского (Позерского (Валдайского)) оледенения проводились в пределах трансекты по направлению от оз. Нарочь (Беларусь) к оз. Ильмень (Россия) на основе палинологических, изотопных и радиоуглеродных данных. Первый этап дегляциации территории, расположенной между максимальной оршанской (осташковской) стадией и вепсовско-крестецкими краевыми образованиями, длился от 20,0 до 15,5 тыс. календарных лет назад (к. л. н.). Начало озерного седиментогенеза в этом регионе датируется завершающими этапами плингициала (16,5–15,5 тыс. к. л. н.). Растительный покров

Образец цитирования:

Зерницкая ВП, Власов БП, Матвеев АВ, Новик АА, Субетто ДА, Кублицкий ЮА, Орлов АВ. Корреляция динамики окружающей среды юго-восточной периферии Поозерского (Валдайского) оледенения в позднеледниковье и голоцене. *Журнал Белорусского государственного университета. География. Геология.* 2020;1:45–59.
<https://doi.org/10.33581/2521-6740-2020-1-45-59>

For citation:

Zernitskaya VP, Vlasov BP, Matveev AV, Novik AA, Subetto DA, Kublitskiy YuA, Orlov AV. The correlation of the environmental dynamics of the southeastern periphery of the Poozerye (Valdai) glaciation in the Late Glacial and Holocene. *Journal of the Belarusian State University. Geography and Geology.* 2020;1:45–59. Russian.
<https://doi.org/10.33581/2521-6740-2020-1-45-59>

Авторы:

Валентина Петровна Зерницкая – кандидат географических наук; ведущий научный сотрудник лаборатории геодинамики и палеогеографии Центра литосферы и минерогенеза.

Борис Павлович Власов – доктор географических наук, профессор; заведующий научно-исследовательской лабораторией озероведения факультета географии и геоинформатики.

Алексей Васильевич Матвеев – академик Национальной академии наук Беларуси, доктор геолого-минералогических наук, профессор; главный научный сотрудник лаборатории геодинамики и палеогеографии Центра литосферы и минерогенеза.

Алексей Александрович Новик – кандидат географических наук, доцент; доцент кафедры общего землеведения и гидрометеорологии факультета географии и геоинформатики.

Дмитрий Александрович Субетто – доктор географических наук, профессор; декан факультета географии, заведующий кафедрой физической географии и природопользования.

Юрий Анатольевич Кублицкий – кандидат географических наук; доцент кафедры физической географии и природопользования факультета географии.

Александр Владимирович Орлов – магистрант кафедры физической географии и природопользования факультета географии. Научный руководитель – Д. А. Субетто.

Authors:

Valentina P. Zernitskaya, PhD (geography); leading researcher at the laboratory of geodynamics and paleogeography, Center of Lithosphere and Minerageny.

valzern@gmail.com

Boris P. Vlasov, doctor of science (geography), full professor; head of the laboratory of lake research, faculty of geography and geoinformatics.

vlasov@bsu.by

Aleksey V. Matveev, academician of the National Academy of Sciences of Belarus, doctor of science (geology and mineralogy), full professor; chief researcher at the laboratory of geodynamics and paleogeography, Center of Lithosphere and Minerageny.

matveyev@ecology.basnet.by

Aleksey A. Novik, PhD (geography), docent; associate professor at the department of earth science and hydrometeorology, faculty of geography and geoinformatics.

novika@bsu.by

Dmitriy A. Subetto, doctor of science (geography), full professor; dean of the faculty of geography and head of the department of physical geography and environmental management.

subetto@rambler.ru

Yuriy A. Kublitskiy, PhD (geography); associate professor at the department of physical geography and environmental management, faculty of geography.

uriy_87@rambler.ru

Alexandr V. Orlov, master's degree student at the department of physical geography and environmental management, faculty of geography.

95orlov@rambler.ru

около 14,7 тыс. к. л. н. был представлен травяно-кустарниковой тундрой. В начале беллинг-аллередского интерстадиала происходила активная экспансия древесных пород (береза, сосна) на север, вслед за отступающим ледником. В конце аллереда (13,3 тыс. к. л. н.) на севере Беларуси доминировали открытые сосновые леса с березой, а в соседних регионах России – березовые и сосново-березовые. Начало экспансии ели как на территорию Беларуси, так и в северо-западную часть России датируется 13,2 тыс. к. л. н., что сопоставимо с осцилляцией Герцензее (GI-1b). Позднедриасовое похолодание характеризуется распространением разнотравно-лесотундровых ландшафтов, в составе которых, кроме сосны и березы, значительную роль играла ель. Рубеж позднеледниковье – голоцен (около 11,5 тыс. к. л. н.) отмечен падением содержания пыльцы ели, кустарниковых представителей тундры и трав. В голоцене по изотопным и палинологическим данным были выделены эпизоды похолодания. Изменения в растительности происходили в следующей последовательности: березовые и сосново-березовые леса (11,5–10,0 тыс. к. л. н.), смешанные березово-сосновые сообщества с участием широколиственных пород (10,0–8,0 тыс. к. л. н.), хвойно-широколиственные (8,0–5,8 тыс. к. л. н.), широколиственно-темнохвойные (5,8–2,7 тыс. к. л. н.), темнохвойные и дубово-темнохвойные с березой леса (2,7 тыс. к. л. н. – современный этап).

Ключевые слова: ледниковый покров; дегляциация; палеоландшафты; позднеледниковье; голоцен.

Благодарность. Исследования выполнены при финансовой поддержке проектов БРФФИ – РФФИ № X18MC-007, № X18P-037 и РФФИ Бел_а № 18-55-00008.

THE CORRELATION OF THE ENVIRONMENTAL DYNAMICS OF THE SOUTHEASTERN PERIPHERY OF THE POOZERIE (VALDAI) GLACIATION IN THE LATE GLACIAL AND HOLOCENE

V. P. ZERNITSKAYA^a, B. P. VLASOV^b, A. V. MATVEEV^a, A. A. NOVIK^b,
D. A. SUBETTO^c, Yu. A. KUBLITSKIY^c, A. V. ORLOV^c

^a*Institute of Nature Management, National Academy of Sciences of Belarus,
10 F. Skaryny Street, Minsk 220114, Belarus*

^b*Belarusian State University, 4 Niezaliežnasci Avenue, Minsk 220030, Belarus*

^c*Herzen State Pedagogical University of Russia, 48 Moyka Embankment, Saint Petersburg 191186, Russia*

Corresponding author: A. A. Novik (novika@bsu.by)

The landscape-climatic reconstruction in the southeastern sector of the last Scandinavian (Poozerie (Valdai)) glaciation was carried out within transect in the direction from Lake Naroch (Belarus) to the Lake Ilmen (Russia) based on palynological, isotopic and radiocarbon data. The first stage of deglaciation of the territory located between the maximum Orsha (Ostashkov) stage and the Vepsian-Krestetskiy marginal formations lasted from 20.0 to 15.5 cal. ka BP. The onset of lake sedimentogenesis in this region dates from the final stages of the Pleniglacial (16.5–15.5 cal. ka BP). The vegetation cover about 14.7 cal. ka BP represented by grass-shrub tundra. At the beginning of the Belling-Allered interstadial, there was an active expansion of tree species (birch, pine) to the north, following the retreating glacier. At the end of the Allered (13.3 cal. ka BP), open pine forests with birch dominated in the north of Belarus, and birch and pine-birch in the neighboring regions of Russia. The beginning of the expansion of spruce, both in Belarus and in the northwestern regions of Russia, dates from 13.2 cal. ka BP, which is comparable with the oscillation of Herzensee (GI-1b). Late Dryas cooling characterized by the spread of herb-forest-tundra landscapes, in which, apart from pine and birch, spruce played a significant role. The boundary Late Glacial – Holocene (about 11.5 cal. ka BP) is marked by a decrease in the content of spruce pollen, shrubs of tundra and grass. According to isotopic and palynological data during the Holocene, revealed episodes of cooling. Changes in vegetation occurred in the following sequence: birch and pine-birch forests (11.5–10.0 cal. ka BP), mixed birch-pine with the participation of broadleaved species (10.0–8.0 cal. ka BP), coniferous-broadleaved (8.0–5.8 cal. ka BP), broadleaved – dark coniferous (5.8–2.7 cal. ka BP), dark coniferous and oak – dark coniferous with birch forests (2.7 cal. ka BP – modern stage).

Keywords: ice sheet; deglaciation; paleolandscapes; Late Glacial; Holocene.

Acknowledgements. The research was supported by projects of the Belarusian Republican Foundation for Fundamental Research and the Russian Foundation for Basic Research No. X18MC-007, No. X18P-037 and the Russian Foundation for Basic Research Bel_a No. 18-55-00008.

Введение

Согласно П. Ю. Кларку [1], разрастание ледяных щитов последнего (Вюрмского, Поозерского, Валдайского) оледенения, которое затронуло север Европы и северо-западную часть России, началось около 33 тыс. лет назад и достигло максимальных позиций в интервале от 26,5 до 20,0–18,0 тыс. лет назад [1; 2].

В течение максимума Поозерского оледенения (оршанская/осташковская стадия) северо-западные регионы Восточно-Европейской равнины были покрыты ледником. Особый интерес представляют этапы освобождения территории от ледникового покрова, с которыми связано начало формирования послеледниковых отложений и окружающей среды. Первая корреляция этапов деградации ледника на базе новых данных, полученных в течение последних десятилетий, была проведена В. Кальмом [3]. Однако этапы деградации территории в юго-восточной периферии последнего оледенения рассмотрены недостаточно полно, без учета новейших данных по Беларуси.

Ввиду сказанного основная цель представленной работы заключалась в проведении корреляций изменения природных обстановок в позднеледниковье и голоцене в юго-восточной периферии Поозерского (Валдайского) оледенения.

Территория и методы исследования

Реконструкция динамики окружающей среды выполнялась в пределах трансекты между оршанской (осташковской) и лужской (северолитовской) стадиями. Следует отметить, что на северо-западе России в зоне максимальной стадии Валдайского оледенения информация об экологических изменениях в доаллередское время практически отсутствует [4; 5]. В связи с этим для выполнения корреляций были выбраны наиболее изученные разрезы отложений Никольско-Лютинского болота (юго-западная часть побережья оз. Ильмень) и озер Валдайское и Усвяты (Двинско-Ловатское междуречье) [6–9]. На территории Беларуси использовались данные, полученные при изучении позднеледниковых и голоценовых отложений в разрезах озер Нарочь, Оконо, Долгое, болот Церковное и Лозовики (рис. 1). Выбор указанных объектов обусловлен их положением в пределах различных стадий отступления ледника.

Основными методами при проведении корреляций были литолого-фациальный, спорово-пыльцевой, радиоуглеродный и изотопный. Учитывая, что в последние десятилетия при стратиграфическом расчленении отложений и ландшафтно-климатических реконструкциях оперируют калиброванным возрастом, в работе приводятся даты как в радиоуглеродных, так и в календарных годах. Для перевода радиоуглеродного возраста в календарные даты применялись программное обеспечение *OxCal v. 4.2* [10] и калибровочная кривая *IntCal13* [11]. Стратиграфия отложений выполнена с использованием периодизации Я. Мангеруда [12] и подразделений, установленных для позднеледниковья и голоцена по изотопно-кислородным данным вод ледовых кернов Гренландии (NGRIP, GRIP-2) [13].

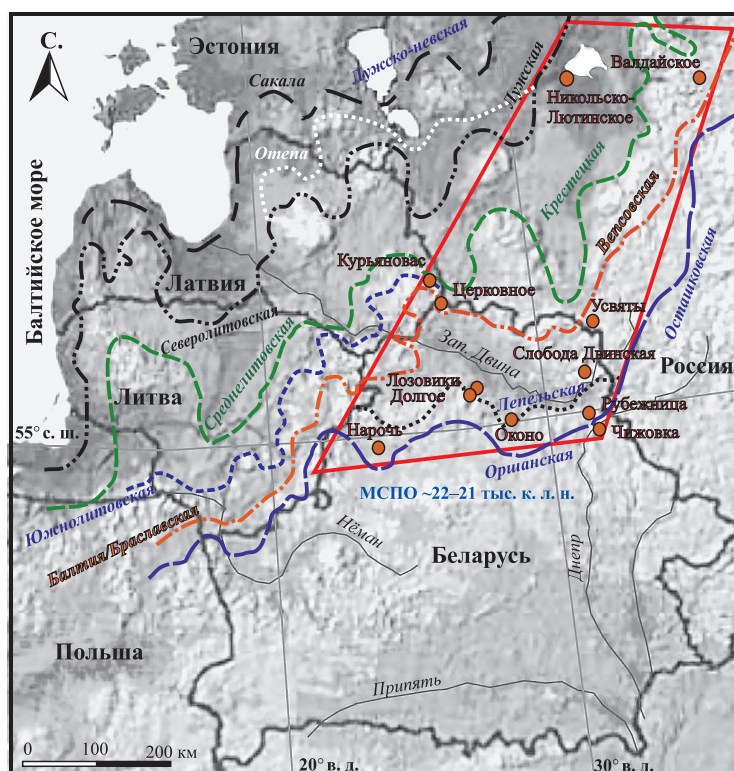


Рис. 1. Стадии деградации последнего Скандинавского оледенения и локализация используемых разрезов. Источник: [3], с дополнениями

Fig. 1. Stages of degradation of the last Scandinavian glaciation and localization of used cuts. Source: [3], supplemented

Результаты и их обсуждение

В 1980-х гг. для максимальной стадии Поозерского оледенения (МСПО) в восточном секторе Беларуси была получена серия радиоуглеродных дат [14–17], согласно которым территория Суражской озерно-ледниковой равнины, лежащей в 80–90 км севернее максимального положения края ледника, была свободна от ледникового покрова до примерно 22 тыс. календарных лет назад (к. л. н.) (разрез «Каспляне», $18\,850 \pm 80$ радиоуглеродных лет назад (^{14}C л. н.) / 22,7 тыс. к. л. н.). В разрезе «Рубежница», расположенном вблизи МСПО, средний возраст отложений из подморенных лессовых аккумуляций составляет $17,9 \pm 0,4$ тыс. ^{14}C л. н. / $21,4 \pm 0,7$ тыс. к. л. н. и может датировать положение МСПО на северо-востоке страны около 21 тыс. к. л. н. Следует сказать, что в работе [18] В. Р. Ринтернехт с соавторами отметили, что северо-восточные регионы Беларуси (у г. Суража) были свободны ото льда до $19,2 \pm 0,2$ тыс. к. л. н., основываясь при этом на самой молодой дате из подморенных отложений в разрезе «Дричалуки» ($15\,960 \pm 180$ ^{14}C л. н.). Однако в названном разрезе наблюдается инверсия радиоуглеродных дат, связанная с переотложением датируемого материала, и, по мнению Я.-М. Пуннинга [16], эти данные недостоверны. В разрезе «Чижовка» [17], расположенном с дистальной стороны края ледника, возраст детрита, перекрытого аллювиальными отложениями, датирован $16\,950 \pm 150$ ^{14}C л. н. / $20\,193 \pm 270$ к. л. н., что указывает на начало освобождения вышележащих регионов от ледникового покрова около 20 тыс. к. л. н. (17 тыс. ^{14}C л. н.). На ранних этапах быстрой дегляциации территории (оршанская/осташковская стадия) был образован Верхнелучосский приледниковый бассейн, который существовал в течение непродолжительной стагнации ледникового покрова во время лепельской фазы [19; 20] (см. рис. 1). При смещении края ледника от Витебской возвышенности к Городокской сформировался Суражский приледниковый бассейн, сток из которого какое-то время был заблокирован глыбами мертвого льда в районе Витебских порогов. В то время обширные приледниковые водоемы существовали и в пределах Усвятской группы озер (примерно 16 тыс. ^{14}C л. н.) [21]. Прорыв ледниковых вод в районе г. Витебска и спуск Суражского водоема в пределы Полоцкой низменности датируются около 19 тыс. к. л. н. согласно возрасту органогенных отложений ($15\,780 \pm 160$ ^{14}C л. н. / $19\,024 \pm 250$ к. л. н.), залегающих на морене и водно-ледниковых песках 10-метровой террасы р. Западной Двины (разрез «Слобода Двинская») [20].

Освобождение юго-западных регионов Беларуси от ледника, исходя из бериллиевых дат (^{10}Be), полученных при датировании валунов из свирских краевых образований, произошло $17,7 \pm 2,0$ тыс. лет назад [18]. Вероятно, более раннее освобождение восточных регионов от ледника (верховья рек Западной Двины и Ловати) было обусловлено секторной структурой ледникового покрова, уменьшением мощности и активности ледника в восточном направлении, а также особенностями рельефа [19; 22].

Во время браславской (вепсовской) стадии (около 16 тыс. к. л. н.) значительная часть территории Беларуси была свободна от ледникового покрова, а в пределах Полоцкой низменности существовал обширный приледниковый бассейн [22]. Поэтапный спуск этого водоема начался при смещении края ледника от браславских (вепсовских) морен к грядам калдабруна (Латвия) и крестецкой (Россия) около 15,5 тыс. к. л. н. Сперва сток вод осуществлялся по массивам мертвого льда на участке Друя – Краслава – Крауя, где проходил водораздел между Дисненской и Земгальской лопастями [23]. В дальнейшем при отходе ледника к северолитовскому поясу конечных морен (линкува – Латвия, отепа – Эстония, лужская – Россия) на участке Краслава – Крауя был образован магистральный сток, в результате чего уровень Полоцкого водоема понизился до отметки 140 м (около 14,5 тыс. к. л. н.). На этом этапе в пределах Освейской озерно-ледниковой равнины (разрезы «Церковное-1», «Церковное-2», «Освея») сформировался водоем с урезом воды на современном уровне (140 м) [24]. В то же время остаточные ледниковые озера существовали в Двинско-Ловатском междуречье, уровень воды в которых постепенно снижался [8; 9; 21].

Проявление термокарстовых процессов и начало озерного седиментогенеза в зоне МСПО на территории Беларуси датируются завершающим этапом позднепоозерского времени, или пленигляциала (GS-2a). Так, в оз. Нарочь (рис. 2) аккумуляция базальных слоев опесчаненной глины началась около 16 тыс. к. л. н. ($13\,100 \pm 70$ ^{14}C л. н.) [25; 26], а подсапропелевого торфа в разрезе «Лозовики» – примерно 16,4 тыс. к. л. н. ($13\,740 \pm 850$ ^{14}C л. н.) [27; 28]. Пыльцевые спектры и низкая концентрация пыльцы в отложениях этого возраста (см. рис. 2, б; рис. 3) свидетельствуют о скудном тундровом покрове, представленном кустарниковыми видами березы, ольхи и ивы, осокой, дриадой, мхами и плаунками (*Betula nana*, *Alnus fruticosa*, *Salix*, *Dryas ostopetala*, *Selaginella*) в сочетании с травянистыми ассоциациями (*Asteraceae*, *Cyperaceae*, *Chenopodiaceae*, *Polygonaceae*, *Poaceae*, *Ranunculaceae*, *Rubiaceae*, *Solanaceae*, *Artemisia*, *Helianthemum*, *Rumex/Oxyria type*, *Thalictrum*). Согласно палинологическим исследованиям отложений оз. Курьяновас подобные ландшафты существовали и в приграничных регионах Латвии [29].

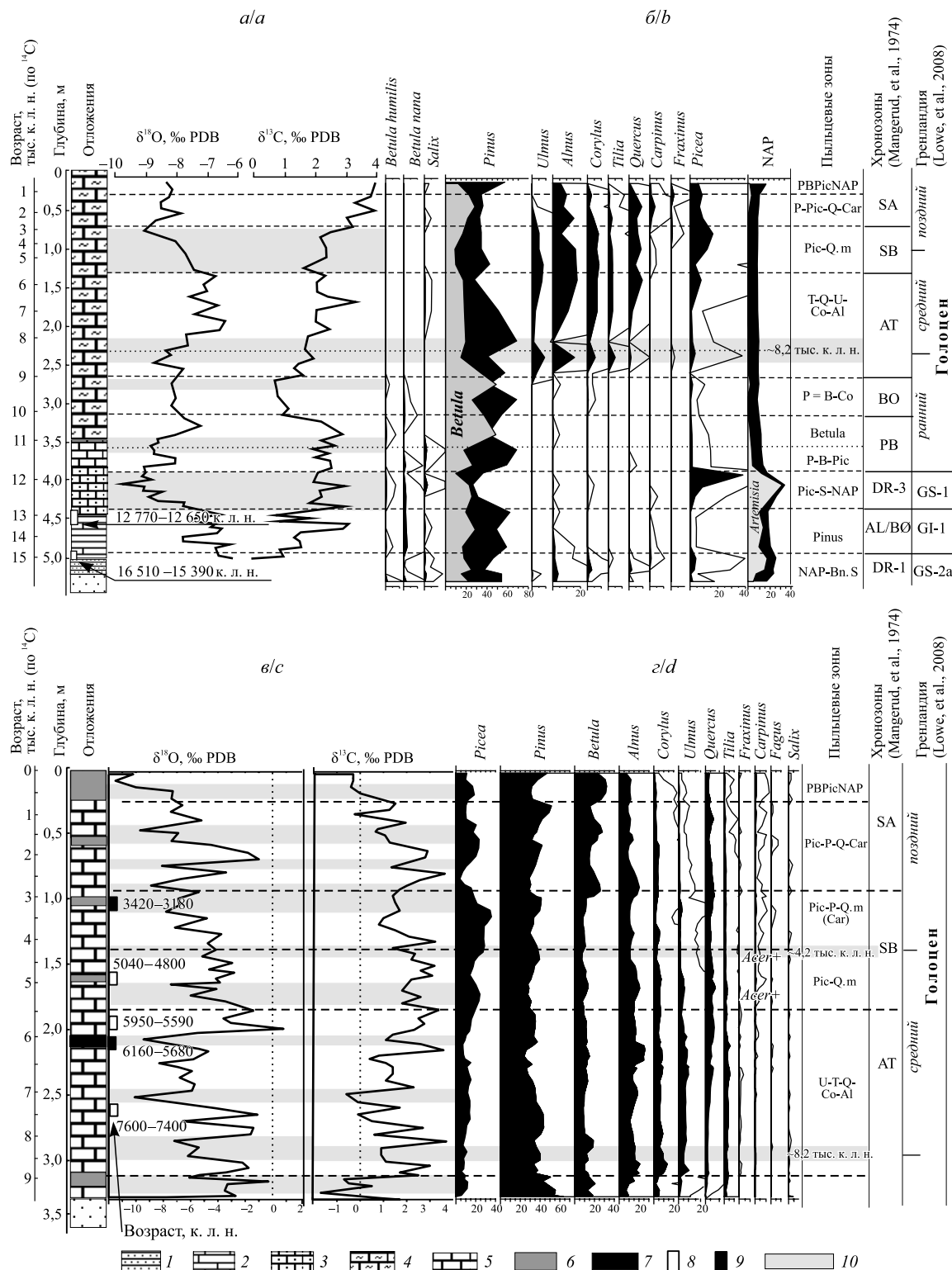


Рис. 2. Корреляция изотопных (а, в) и пыльцевых (б, г) данных в отложениях оз. Нарочь (анализ Я.-М. Пуннинга (а), Н. А. Махнач (б, в) и В. П. Зерницкой (г)): 1 – глина опесчаненная; 2 – глина карбонатная; 3 – сапропель карбонатный опесчаненный; 4 – сапропель карбонатный с прослойками ила; 5 – озерная известь; 6 – карбонатный сапропель с серыми прослойками; 7 – карбонатный сапропель с органическими слоями; 8 – датировки по карбонатам; 9 – датировки по органике; 10 – эпизоды похолодания.

Источники: [24; 25; 37]

Fig. 2. Correlation of isotope (a, c) and pollen (b, d) data in sediments of Lake Naroch (analysis by J.-M. Punning (a), N. A. Makhnach (b, c) and V. P. Zernitskaya (d)): 1 – sandy clay; 2 – calcareous clay; 3 – calcareous sandy gyttja; 4 – calcareous gyttja with layers of silt; 5 – lake lime; 6 – calcareous gyttja with gray layers; 7 – calcareous gyttja with organic layers; 8 – calcareous dates; 9 – organic dates; 10 – cooling episodes. Sources: [24; 25; 37]

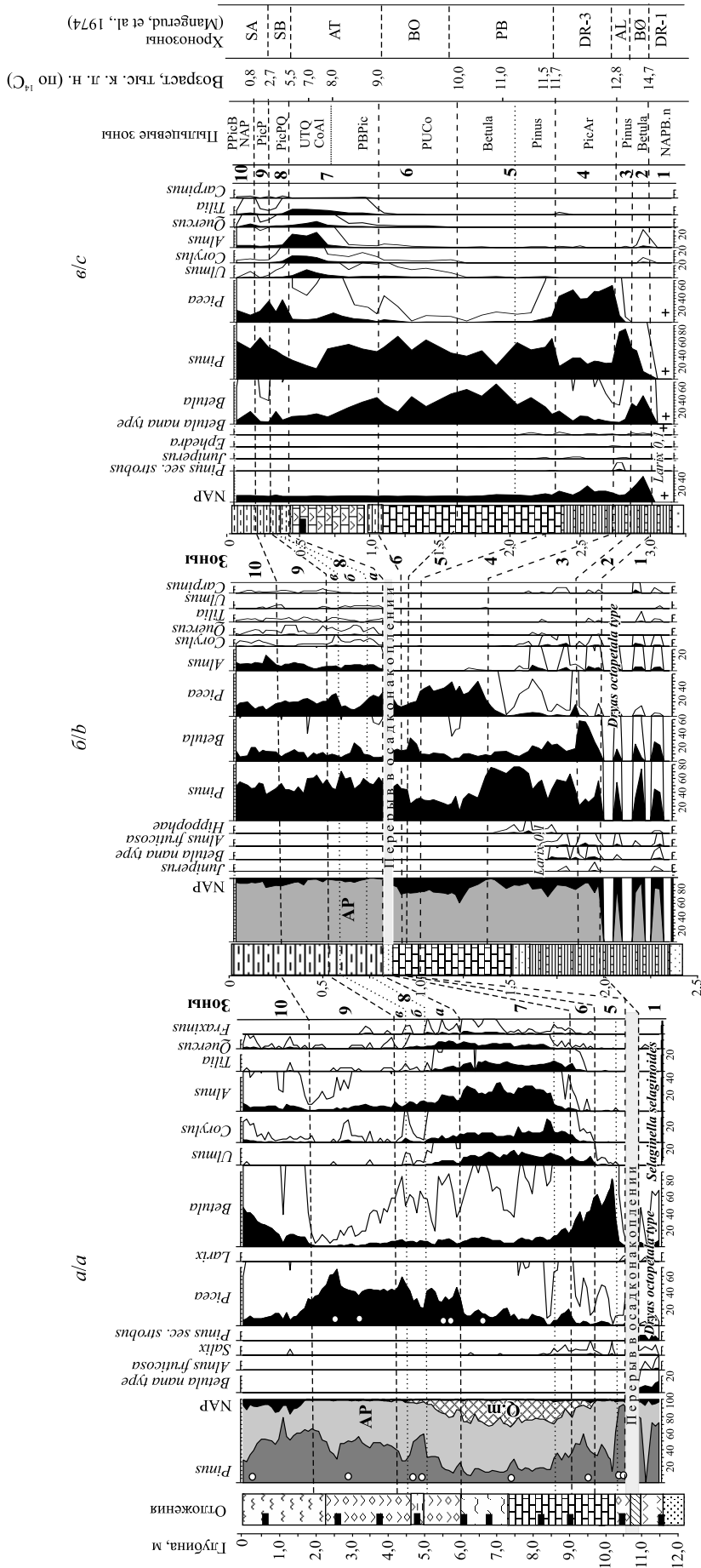


Рис. 3. Корреляция пылевых данных, полученных при исследовании отложений болота Лозовики (а) и оз. Долгое (б – скважины 5-7; в – скважины 2 и 3) of the bog Lozoviki (a) and Lake Dolgoe (b – wells 5-7; c – wells 2 and 3)

Позднеледниковье. В позднеледниковье (14,7–11,7 тыс. к. л. н.) выделен гренландский интерстадиал (GI, 14 700–12 850 к. л. н.), который соответствует беллинг-аллередскому потеплению, и стадияльное похолодание GS-1 (12 850–11 700 к. л. н.), сопоставимое с поздним дриасом (DR-3/YD) [10].

Во время беллингского интерстадиала (около 14,5–14,1 тыс. к. л. н.) вся территория Белорусского Поозерья была свободна от ледникового покрова, а в пределах Полоцкой низменности существовали остаточные озера, сохранившиеся после спуска Полоцкого приледникового бассейна. Около 14 250 к. л. н. положение края ледника соответствовало лужской стадии [30], что коррелирует со стадияльным похолоданием в среднем дриасе (DR-2), которое по хронологии с NGRIP (GI-1d) заключено в интервале 14,2–13,9 тыс. к. л. н. [10]. В разрезе оз. Нарочь эпизод кратковременного среднедриасового похолодания регистрируется на изотопных кривых в виде узкого отрицательного пика значений $\delta^{18}\text{O}$ на уровне около 14,2 тыс. к. л. н. (см. рис. 2, а). На территории Беларуси с беллингским потеплением связано начало активной экспансии древесных пород (береза и сосна) на север страны.

Около 14 тыс. к. л. н. в зоне Белорусского Поозерья получили распространение травяно-лесотундровые ландшафты (доля трав 20–40 %), в которых среди древесных пород доминировала береза (оз. Долгое).

Южнее моренных образований лужской стадии, на месте Приильменской и Псковской озерно-ледниковых равнин, существовали приледниковые бассейны, уровень воды в которых постепенно снижался при отходе ледника к границе невской стадии. В озерах Валдайское и Ильмень началось накопление озерных отложений, которое можно датировать приблизительно 14 тыс. к. л. н., на что указывают схожий состав пыльцевых спектров из этих отложений и датировка базального слоя гиттии ($12\,030 \pm 250$ ^{14}C л. н. / $14\,123 \pm 410$ к. л. н.), залегающей на глинах (6,3–6,4 м) в разрезе Никольско-Лютинского болота [6; 7] (рис. 4).

В течение аллереда край ледника отступил к невской стадии (северное побережье Ладожского озера, 13,3 тыс. к. л. н.) [30]. На изотопной ($\delta^{18}\text{O}$) кривой оз. Нарочь (см. рис. 2, а) эпизод аллередского интерстадиального потепления заключен в интервале примерно 13,8–12,9 тыс. к. л. н., а около 13,2 тыс. к. л. н. фиксируется кратковременный холодный импульс, который сопоставим с осцилляцией Герцензее (GI-1b) [10].

В аллереде (13,8–12,8 тыс. к. л. н.) практически вся территория Беларуси была покрыта светлыми сосновыми лесами с участием березы. Как показывают палинологические данные, роль перигляциальной флоры и травянистых ассоциаций заметно уменьшилась (травы – 10–20 %), а около 13 тыс. к. л. н. в лесном покрове появляется ель. Согласно палинологическим и радиоуглеродным (54 даты) данным [6], полученным при изучении отложений Никольско-Лютинского болота в 1999 г. (см. рис. 4), подобные ландшафты были распространены и в окрестностях оз. Ильмень, однако доля кустарниковых видов березы и ивы была выше [6]. Следует отметить, что в пределах Русской равнины и Валдайской возвышенности ель играла заметную роль в составе аллередских лесов (так называемый нижний максимум ели на пыльцевых диаграммах) [31; 32]. Вероятно, эти регионы были основными территориями, с которых вслед за отступающим ледником шло расселение ели на северо-запад Восточно-Европейской равнины, включая Беларусь.

Стадияльное похолодание в позднем дриасе (12,8–11,7 тыс. к. л. н.) четко регистрируется низкими значениями $\delta^{18}\text{O}$ в разрезах озер Нарочь (см. рис. 2, а) и Оконо (рис. 5). Динамика $\delta^{13}\text{C}$ повторяет ход кривых $\delta^{18}\text{O}$, что свидетельствует о более влажных условиях по сравнению с условиями аллереда. При этом в середине рассматриваемого интервала выделяется более теплая и менее влажная фаза [33]. В озерных отложениях увеличивается содержание минеральной составляющей, что также может свидетельствовать о похолодании и усилении эрозионных процессов на водосборах. Во время позднедриасового стадиала на территории Белорусского Поозерья доминировали разнотравно-лесотундровые ландшафты. В составе лесотундрового редколесья, кроме сосны и березы, значительную роль играла ель («нижний максимум ели») в сочетании с кустарниковыми представителями тундровой флоры (*Betula nana*, *Alnus fruticosa*, различные виды *Salix* и др.). Шишка ели из разреза «Волосово», датированная 12 736–12 265 к. л. н. ($10\,650 \pm 160$ ^{14}C л. н.), подтверждает присутствие ели в этих ландшафтах [34]. Разреженность лесного покрова иллюстрируют пыльцевые данные травянистой растительности (20–40 %), которая представлена в основном полынными, маревыми, осоковыми, зонтичными, сложноцветными и гвоздичными.

Максимумы пыльцы *Picea* (до 40–70 %) в отложениях верхнего дриаса (разрезы «Глубелька», «Долгое», «Дривяты», «Нарочь», «Межузол», «Оконо», «Освея», «Секировщина», «Церковное-1», «Церковное-2» и др.), а также рост значений *Salix* указывают на достаточно влажные условия, в то время как максимум пыльцы *Artemisia* (до 20–30 %) обычно связывают с распространением степных ландшафтов (рис. 6). Учитывая сказанное, можно предположить, что повышенное содержание пыльцы полыни

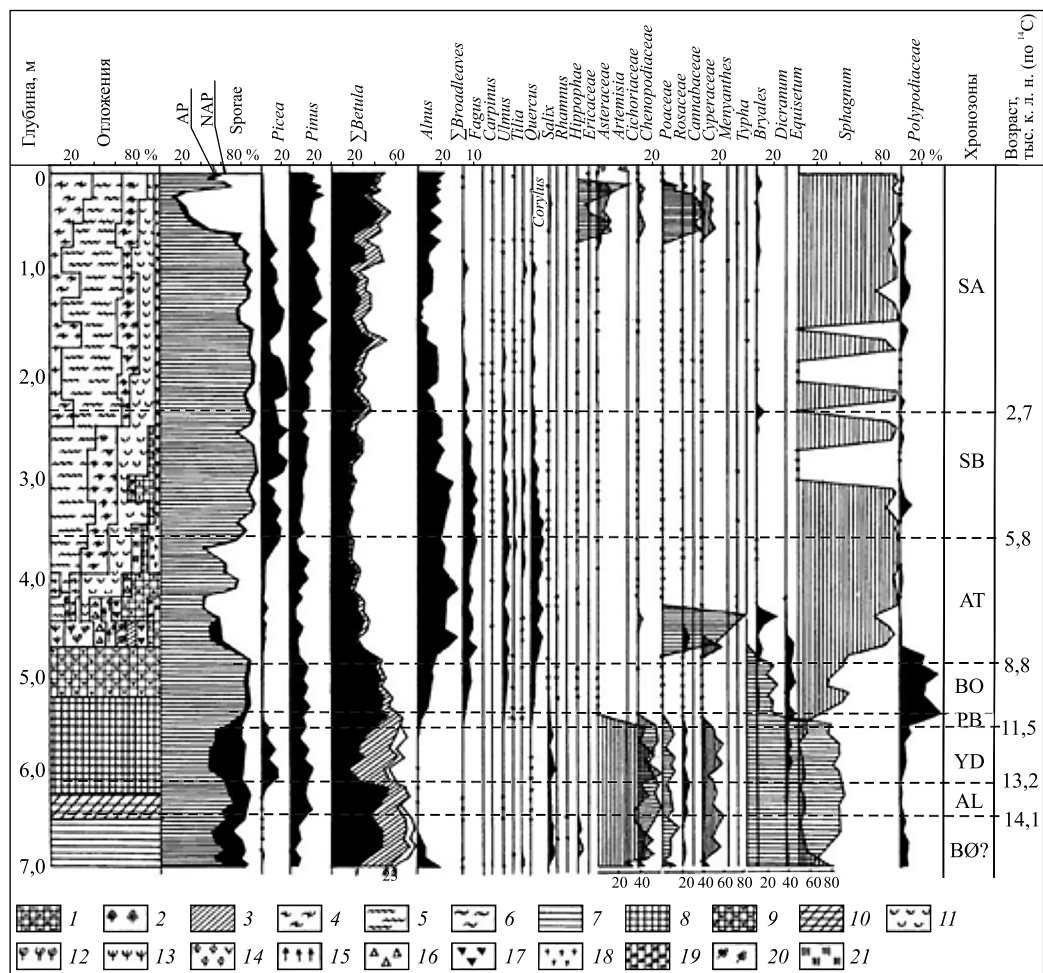


Рис. 4. Палиностратиграфия отложений Никольско-Лютинского болота (анализ Л. А. Савельевой):
1–6 – торф (1 – *Pinus*; 2 – *Menyanthes*; 3 – *Carex*; 4 – *Sphagnum fuscum*; 5 – *S. magellanicum*; 6 – *S. angustifolium*);
7 – глина; 8 – гиттия; 9 – торфосапропель; 10 – глинистая гиттия;
11–16 – торф (11 – *Eriophorum vaginatum*; 12 – *Sphagnum platyphyllum*; 13 – *S. contortum*;
14 – *S. teres*; 15 – *Equisetum limosum*; 16 – *Phragmites communis*); 17 – травянистые остатки; 18 – кустарнички;
19–21 – торф (19 – *Betula pubescens*; 20 – *Menyanthes trifoliata*; 21 – *Scheuchzeria*).

Источник: [6]

Fig. 4. Palynostratigraphy of the deposits of the Nikolsko-Lyutinsky bog (analysis by L. A. Savelieva):
1–6 – peat (1 – *Pinus*; 2 – *Menyanthes*; 3 – *Carex*; 4 – *Sphagnum fuscum*; 5 – *S. magellanicum*; 6 – *S. angustifolium*); 7 – clay;
8 – gytija; 9 – peat with gytija; 10 – clayly gytija; 11–16 – peat (11 – *Eriophorum vaginatum*; 12 – *Sphagnum platyphyllum*;
13 – *S. contortum*; 14 – *S. teres*; 15 – *Equisetum limosum*; 16 – *Phragmites communis*); 17 – grassy remains; 18 – shrubs;
19–21 – peat (19 – *Betula pubescens*; 20 – *Menyanthes trifoliata*; 21 – *Scheuchzeria*).

Source: [6]

в верхнедриасовых отложениях, вероятнее всего, обусловлено нарушениями почвенного покрова при активизации эрозионных процессов, а не аридностью климата.

Подобный тип растительности с участием ели (до 20 %) существовал в приграничных регионах Латвии [29] и в окрестностях оз. Ильмень (см. рис. 4). Если предположить, что датировки и пыльцевые данные в разрезе Никольско-Лютинского болота имеют положительную корреляцию по глубине, то максимумы пыльцы ели (до 20 %) и трав (40 %) заключены в диапазоне 13,2–11,5 тыс. к. л. н. ($10\ 360 \pm 140$ ^{14}C л. н. – 5,7–5,8 м; $10\ 680 \pm 120$ ^{14}C л. н. – 5,8–5,9 м; $11\ 300 \pm 140$ ^{14}C л. н. – 5,9–6,0 м). На диаграмме из отложений Ладожского озера максимум ели охватывает временной интервал от 13,0 до 12,6 тыс. к. л. н. [35].

Голоцен. Возраст нижней границы голоцена в скважине NGRIP датируется 11,7 тыс. к. л. н. На изотопных кривых озер Нарочь, Окно, Теклиц переход к голоцену отмечен резкими положительными пиками $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$. В озерах наблюдается стабилизация или падение уровня воды (11,7–11,5 тыс. к. л. н.), что объясняется усилением эрозионного вреза в связи с устранением мерзлотного барьера на водосборах [36].

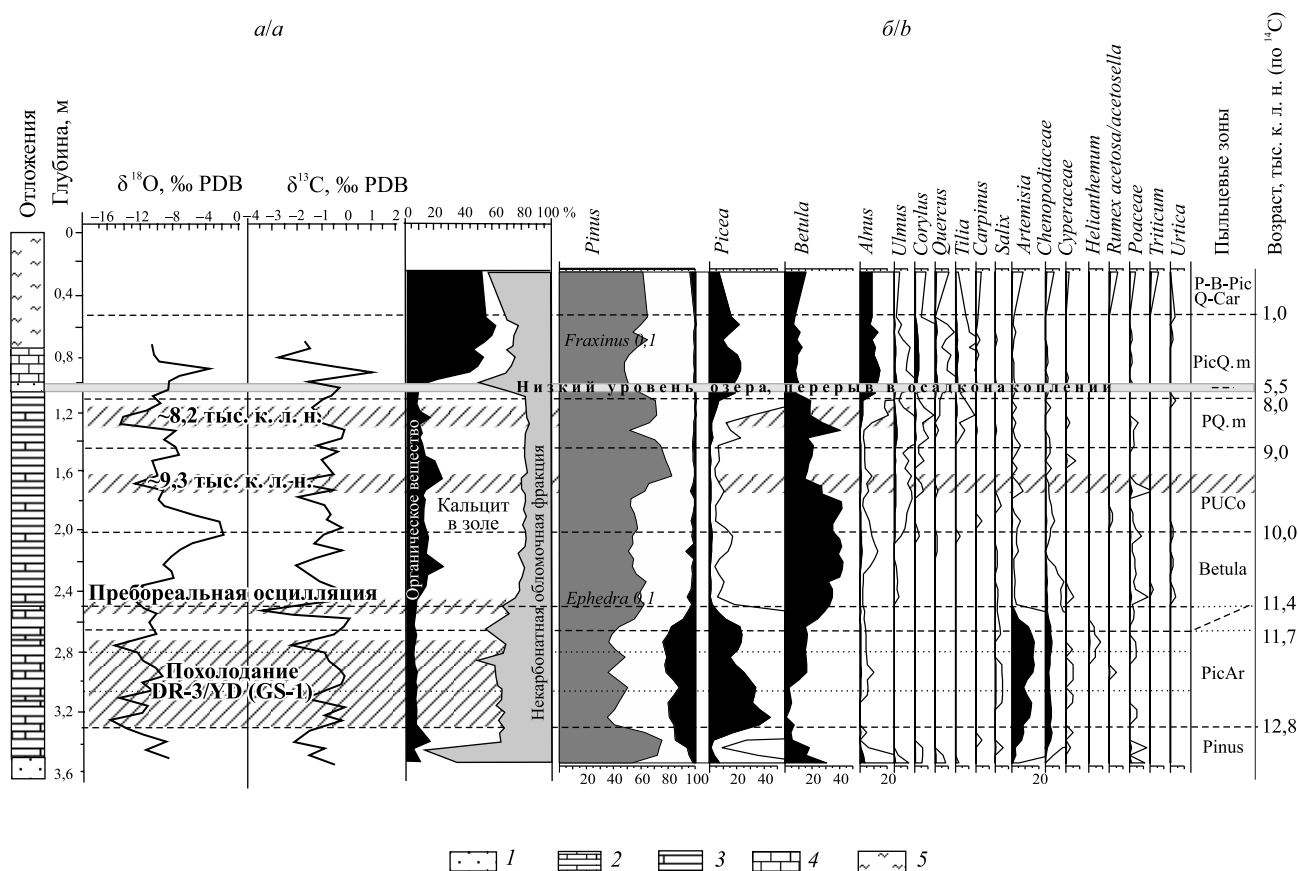


Рис. 5. Корреляция изотопных (а) и пыльцевых (б) данных в отложениях оз. Оконо (данные Н. А. Махнач (а), анализ Г. И. Симаковой, стратиграфия В. П. Зерницкой (б)): 1 – песок; 2 – озерный мел и мергель; 3 – озерный мел; 4 – сапропель карбонатный; 5 – сапропель органический

Fig. 5. Correlation of isotope (a) and pollen (b) data in sediments of Lake Okono (data of N. A. Makhnach (a), analysis by G. I. Simakova, stratigraphy by V. P. Zernitskaya (b)): 1 – sand; 2 – lake lime and marl; 3 – lake lime; 4 – calcareous gyttja; 5 – detritus gyttja

В раннем голоцене (от 11,5 до 9,0–8,8 тыс. к. л. н.) на изотопных кривых фиксируются квазисинхронные минимальные значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ около 11,4–11,2 тыс. к. л. н., что коррелирует с пребореальной осцилляцией климата в интервале 11,4–11,0 тыс. к. л. н. [37]. Подобное похолодание, но со значительным увеличением влажности отмечено и на уровне около 9,3 тыс. к. л. н. (см. рис. 2 и 5). С пребореальной осцилляцией (11,4–11,0 тыс. к. л. н.) связано распространение березовых и сосново-березовых лесов, которые доминировали на севере Беларуси во временном интервале от 11,4 до 10,2–10,0 тыс. к. л. н. В окрестностях оз. Ильмень березовые и сосново-березовые леса занимали лидирующие позиции в течение 11,5–8,8 тыс. к. л. н. Миграция вяза и орешника на территорию Белорусского Поозерья отмечена в диапазоне 10,2–9,8 тыс. к. л. н. (разрезы «Нарочь», «Межузол», «Долгое», «Лозовики»). Постоянным участником в составе лесного покрова становится ольха. Однако основная экспансия этой породы началась около 9,4 тыс. к. л. н. Расселение дуба, ясеня и липы прослеживается в следующей временной последовательности: *Tilia* – от 10,0 до 9,8 тыс. к. л. н., *Quercus* – от 9,8 до 9,5 тыс. к. л. н., *Fraxinus* – после 9,0 тыс. к. л. н. В целом на юго-восточной периферии последнего оледенения смешанные сосново-березовые и березово-сосновые леса с участием широколиственных пород и орешника были распространены на протяжении от 10,0 до 9,0–8,8 тыс. к. л. н.

В оптимуме голоцена (от 9,0–8,8 до 5,8–5,5 тыс. к. л. н.) на изотопных кривых отмечено несколько похолоданий (см. рис. 2 и 6). При этом наиболее значительное из них, в виде отрицательных пиков минимальных или почти минимальных для индивидуальных разрезов значений $\delta^{18}\text{O}$ (разрезы «Лозовики», «Нарочь-2», «Оконо», «Теклиц»), фиксируется в диапазоне от 8,5 до 8,0 тыс. к. л. н. Это похолодание на пыльцевых диаграммах регистрируется падением содержания пыльцы *Ulmus*, *Corylus* и ростом значений *Picea*. Отмеченные особенности палиноспектров можно рассматривать как индикатор холодного события (и, следовательно, хронологического репера 8,2 тыс. к. л. н.), которое установлено

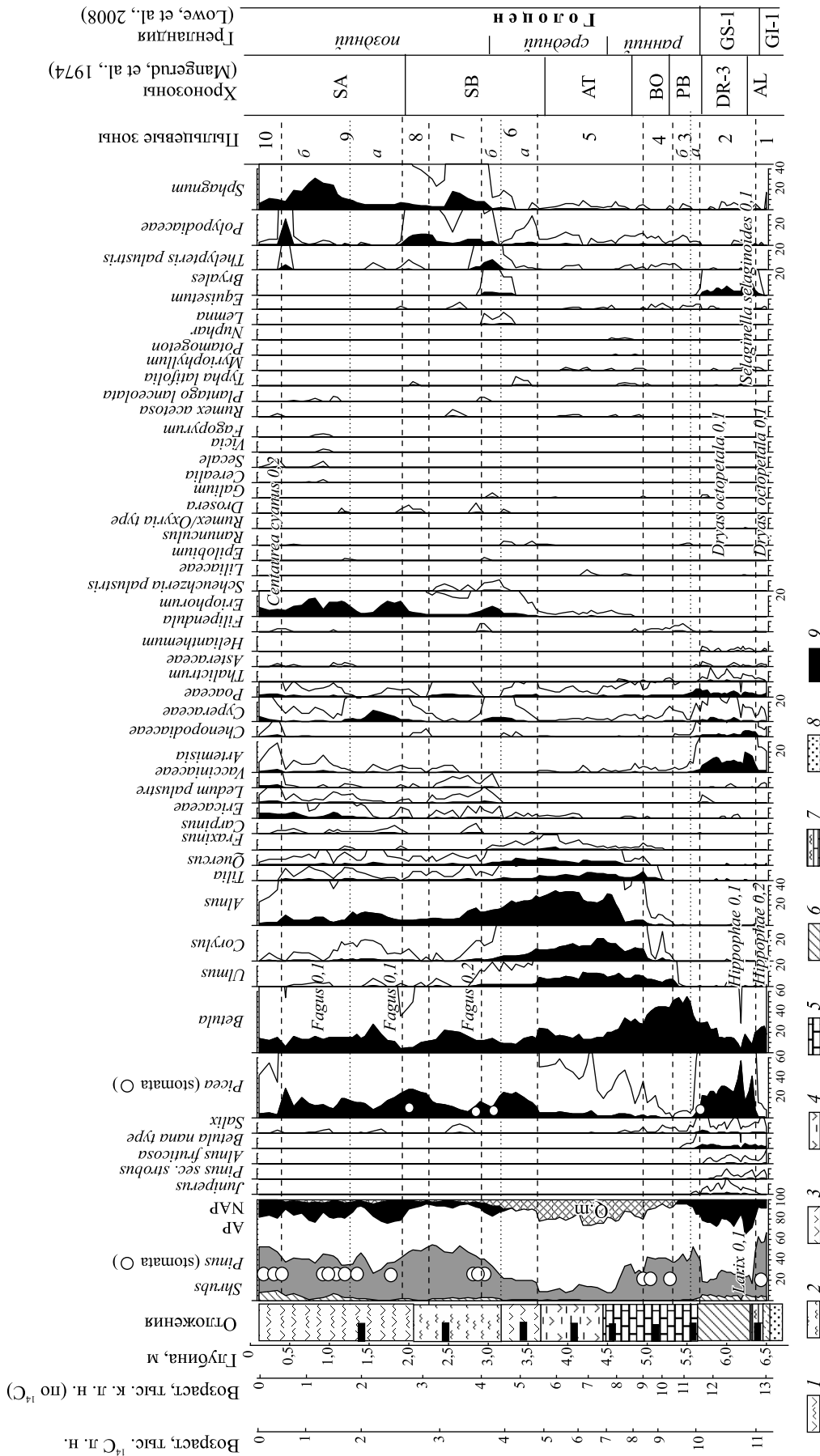


Рис. 6. Сокращенная спорно-пыльцевая диаграмма из отложений болота Церковное: 1-3 – торф (1 – *Eriophorum* – *Sphagnum*; 2 – *Sphagnum*; 3 – *Carex*); 4 – ил отгорфованный; 5 – гиттия; 6 – суглинок оливоквого цвета с черными прослойками; 7 – суглинок слабокарбонатный; 8 – песок разноразмерный; 9 – ¹⁴C

Fig. 6. Abbreviated spore-pollen diagram from sediments of the Cerkovnoe: 1-3 – peat (1 – *Eriophorum* – *Sphagnum*; 2 – *Sphagnum*; 3 – *Carex*); 4 – peat silt; 5 – gittija; 6 – olive loam with black layers; 7 – low calcareous loam; 8 – grained sand; 9 – ¹⁴C

в изотопно-кислородных кривых ледяных кернов Гренландии. Во время термического максимума (от 7,9 до 5,8–5,5 тыс. к. л. н.) происходили активное заболачивание позднеледниковых водоемов и падение уровней озер [36], что четко прослеживается в скважинах, лежащих в сублиторальных частях котловин (см. рис. 3 и 5). В этих разрезах установлены литологические изменения: накопление грубодегритового и торфянистого сапропеля либо появление опесчаненных слоев (разрезы «Дитва», «Оболь», «Воробьи», «Теклиц», «Оконо», «Долгое» и др.) в толще озерных отложений. При палинологической диагностике этих отложений отмечены перерывы в осадконакоплении, которые обозначены отсутствием фазы развития широколиственных лесов с доминированием вяза (см. рис. 3 и 5). Благоприятные климатические условия способствовали быстрому распространению смешанных хвойно-широколиственных, широколиственных и ольховых лесов на севере Беларуси и прилегающих территориях России. Широколиственные леса были представлены дубово-липово-вязовыми (в начале атлантики) и вязово-липово-дубовыми (в конце периода) с участием ясеня и подлеском из лещины. В составе хвойно-широколиственных лесов заметную роль играла ель (содержание пыльцы до 10 %). Следует отметить, что на северо-западе России доля широколиственных пород в лесном покрове была ниже, чем на территории Белорусского Поозерья.

Постоптимум голоцена (5,8–5,5 тыс. к. л. н. – настоящее время). Глобальный тренд к похолоданию климата, отмеченный в изотопно-кислородных кривых ледниковых кернов Гренландии, был установлен в разрезах Белорусского Поозерья около 5,8–5,5 тыс. к. л. н. на основе изотопных данных и природных индикаторов событий. В течение этого времени происходит смена растительных сообществ в виде экспансии ели, граба и падения доли вяза в структуре лесного покрова. Сходные изменения в составе лесов, а именно повышение роли еловых сообществ, отмечены и на северо-западе России [6; 30; 35; 38]. Содержание пыльцы *Picea* в этих отложениях возрастает до 50 % (разрезы «Долгое», «Лозовики», «Нарочь», «Оконо», «Теклиц» и др.) с максимумами в интервалах 5,8–5,2 и 4,2–2,7 тыс. к. л. н., а также около 1,5 тыс. к. л. н., что указывает на более прохладные и гумидные условия. Эти климатические характеристики подтверждаются изотопными данными в разрезах оз. Нарочь (см. рис. 2), в котором наиболее низкие показатели $\delta^{18}\text{O}$ заключены в диапазонах 5,5–5,2; 4,2–2,7 и 1,5–1,2 тыс. к. л. н., а $\delta^{13}\text{C}$ – между 5,5–5,2; 4,8–4,2; 3,5–2,7; 1,5–1,2 тыс. к. л. н. [39]. Тренды пониженных значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ можно объяснить ускоренным водообменом из-за похолодания и сопутствующего ослабления испарения, а также увеличением количества осадков (отрицательный сдвиг $\delta^{13}\text{C}$). Проведенный анализ палинологических данных показал, что около 3 тыс. к. л. н. в юго-восточном секторе последнего оледенения были сформированы основные черты современных растительных зон: таежных темнохвойных и подтаежных дубово-темнохвойных лесов.

В возрастном интервале 2,7–1,0 тыс. к. л. н. темнохвойные и дубово-темнохвойные леса еще удерживали свои позиции в пределах моренных ландшафтов, однако участие липы, ясеня и орешника значительно сократилось, а вяз практически исчез из состава лесов на севере Беларуси. На протяжении этого времени выделяется относительно сухая фаза в диапазоне 2,5–2,0 тыс. к. л. н., которая фиксируется изотопными данными и обозначена уменьшением значений пыльцы ели (разрезы «Долгое», «Лозовики», «Нарочь-2», «Никольско-Лютинское», «Освея», «Церковное» и др.). В течение последнего тысячелетия трансформация ландшафтов была обусловлена как климатическими изменениями, так и деятельностью человека, связанной с крупномасштабным сведением лесов и распашкой земель, что способствовало появлению производных сообществ из березы, ольхи, осины и сосны, расширению незалесенных площадей, покрытых ксерофитным разнотравьем. В спектрах многих разрезов отмечают подъем кривой травянистых растений, резкое увеличение пыльцы и угольных частиц, появляются споры *Pteridium*. По мере того как расширяются площади пахотных земель под зерновые культуры, в пыльцевых спектрах увеличивается содержание антропохоров обрабатываемых земель *Centaurea cyanus* L., *Polygonum convolvulus* L., Brassicaceae, *Fagopyrum*, *Spergula*, *Galium*, *Viola*, *Papaver*, *Scleranthus*. В зоне распространения темнохвойных и дубово-темнохвойных лесов в течение последних 500 лет резко падает роль еловых ценозов, что можно объяснить освоением водораздельных территорий. В пыльцевых спектрах этот процесс отмечен уменьшением содержания пыльцы *Picea* от 20–50 до 5–10 % (разрезы «Лозовики», «Освея», «Оконо», «Церковное» и др.).

Заключение

Первый этап дегляциации территории, расположенной между границей максимальной оршанской (осташковской) стадии и вепсовско-крестецкими краевыми образованиями, длился от примерно 20,0 до 15,5 тыс. к. л. н. Начало озерного седиментогенеза в данном регионе датируется завершающими этапами пленигляциала (около 16,5–15,5 тыс. к. л. н.). Растительный покров в конце этого периода (более 14,7 тыс. к. л. н.) был представлен травяно-кустарниковой тундрой.

Активная экспансия древесных пород (береза, сосна) вслед за отступающим ледником началась во время беллингского потепления (GI-1e/BØ). Около 14 тыс. к. л. н. на территории, лежащей между оршанской (осташковской) и лужской стадиями, доминировали травяно-лесотундровые ландшафты, в которых среди древесных пород преобладала береза и ее кустарниковые формы. Во время аллередского интерстадиала (примерно 13,8–13,0 тыс. к. л. н.), когда положение края ледника соответствовало невской стадии (13,3 тыс. к. л. н.), вся территория Белорусского Поозерья была покрыта светлыми сосновыми лесами с участием березы. Севернее господствовали редкостойные березовые и сосново-березовые сообщества. Начало экспансии ели как на территорию Беларуси, так и в северо-западные регионы России датируется около 13,2 тыс. к. л. н., что сопоставимо с осцилляцией Герцензее (GI-1b).

Позднедриасовое стадийное похолодание, четко регистрируемое на изотопных кривых, характеризуется распространением разнотравно-лесотундровых ландшафтов, в составе которых, кроме сосны и березы, значительную роль играла ель («нижний максимум ели»).

Рубеж позднеледниковье – голоцен (11,7–11,5 тыс. к. л. н.) отмечен падением содержания пыльцы ели, кустарниковых представителей тундры и трав. В озерах наблюдается стабилизация либо падение уровня воды. Похолодание климата в пребореале (11,4–11,0 тыс. к. л. н.) отмечено отрицательными пиками $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$. С этим событием связано начало распространения березовых и сосново-березовых лесов. Около 10 тыс. к. л. н. в этих лесах увеличивается роль сосны и начинается активное расселение термофильных древесных пород.

Холодное событие около 8,2 тыс. к. л. н. на изотопных кривых регистрируется в виде отрицательных пиков $\delta^{18}\text{O}$ и квазисинхронных сдвигов $\delta^{13}\text{C}$ в сторону более низких значений. На пыльцевых диаграммах это событие отмечено падением значений пыльцы *Ulmus*, *Corylus* и ростом показателей *Picea*. Во время оптимума голоцена широкое распространение получили ольшаники и смешанные хвойно-широколиственные леса (вяз, дуб, липа, ясень) в подлеске с орешником.

В течение постоптимальной фазы голоцена наиболее низкие показатели $\delta^{18}\text{O}$ заключены в диапазонах 5,5–5,2; 4,2–2,7 и 1,5–1,2 тыс. к. л. н. Эти похолодания сопровождались усилением гумидности климата ($\delta^{13}\text{C}$) между 5,5–5,2; 4,8–4,2; 3,5–2,7; 1,5–1,2 тыс. к. л. н. (что совпадало с подъемом уровня воды в озерах), а на пыльцевых диаграммах отмечены максимумами пыльцы ели. На уровне около 3 тыс. к. л. н. в юго-восточном секторе последнего оледенения были сформированы основные черты современных растительных зон: таежных темнохвойных и подтаежных дубово-темнохвойных лесов. Дальнейшие преобразования лесного покрова носили структурный характер и были обусловлены изменением климата и деятельностью человека. В течение последнего тысячелетия трансформация естественных ландшафтов в результате антропогенного влияния способствовала появлению незалесенных площадей, покрытых ксерофитным разнотравьем и вторичными сообществами из сосны, березы, ольхи и осины, на месте коренных лесов.

Библиографические ссылки

1. Clark PU, Dyke AS, Shakun JD, Carlson AE, Clark J, Wohlfarth B, et al. The Last Glacial Maximum. *Science*. 2009;325(5941): 710–714. DOI: 10.1126/science.1172873.
2. Зарина ЕП. Геохронология и палеогеография позднего плейстоцена на северо-западе Русской равнины. В: *Периодизация и геохронология плейстоцена. Материалы к симпозиуму; 16–20 ноября 1970 г.; Ленинград, СССР*. Ленинград: [б. и.]; 1970. с. 27–33.
3. Kalm V. Ice-flow pattern and extent of the last Scandinavian Ice Sheet southeast of the Baltic Sea. *Quaternary Science Reviews*. 2012;44:51–59. DOI: 10.1016/j.quascirev.2010.01.019.
4. Субетто ДА, Назарова ЛБ, Пестрякова ЛА, Сырых ЛС, Андроников АВ, Бискаборн Б и др. Палеолимнологические исследования в российской части северной Евразии: обзор. *Сибирский экологический журнал*. 2017;24(4):369–380. DOI: 10.15372/SEJ20170401.
5. Кублицкий ЮА, Сырых ЛС, Греков ИМ, Субетто ДА, Леонтьев ПА, Соколова НВ и др. Систематизация палеогеографической информации на примере создания базы данных исследований южной периферии Валдайского оледенения. *Общество. Среда. Развитие*. 2018;4:125–132.
6. Arslanov KhA, Saveljeva LA, Gey NA, Klimanov VA, Chernov SB, Chernova GM, et al. Chronology of vegetation and paleoclimatic stages of northwestern Russia during the Late Glacial and Holocene. *Radiocarbon*. 1999;41(1):25–45. DOI: 10.1017/S0033822200019317.
7. Davydova NN, Subetto DA, Khomutova VI, Sapelko TV. Late Pleistocene – Holocene paleolimnology of three northwestern Russian lakes. *Journal of Paleolimnology*. 2001;26(1):37–51. DOI: 10.1023/A:1011131015322.
8. Kul'kova MA, Mazurkevich AN, Dolukhanov PM. Chronology and palaeoclimate of prehistoric sites in Western Dvina – Lovat' area of northwestern Russia. *Geochronometria*. 2001;20:87–94.
9. Микляев АМ, Долуханов ПМ, Гуман МА. Усвяты IV, Наумово – озерные поселения эпох неолита и бронзы в верховьях Западной Двины. В: *Археология и палеогеография мезолита и неолита Русской равнины*. Москва: Наука; 1984. с. 67–81.
10. Ramsey CB, Dee M, Lee S, Nakagawa T, Staff RA. Developments in the calibration and modeling of radiocarbon dates. *Radiocarbon*. 2010;52(3):953–961. DOI: 10.1017/S0033822200046063.

11. Reimer PJ, Bard E, Bayliss A, Beck JW, Blackwell PG, Ramsey CB, et al. IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0–50 000 years cal BP. *Radiocarbon*. 2013;55(4):1869–1887. DOI: 10.2458/azu_js_rc.55.16947.
12. Mangerud J, Andersen ST, Berglund BE, Donner JJ. Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification. *Boreas*. 1974;3(3):109–126. DOI: 10.1111/j.1502-3885.1974.tb00669.x.
13. Lowe JJ, Rasmussen SO, Björck S, Hoek WZ, Steffensen JP, Walker MJC, et al. Synchronisation of palaeoenvironmental events in the North Atlantic region during the Last Termination: a revised protocol recommended by the INTIMATE group. *Quaternary Science Reviews*. 2008;27(1–2):6–17. DOI: 10.1016/j.quascirev.2007.09.016.
14. Величкович ФЮ. Новые данные о флоре Слободы на р. Каспле. *Доклады АН БССР*. 1972;16(3):260–262.
15. Зименков ОИ. Время кульминации поозерского оледенения на территории Беларуси. В: *Новое в изучении кайнозойских отложений Белоруссии и смежных областей*. Минск: Наука и техника; 1989. с. 30–45.
16. Пуннинг Я-М, Раямяэ Р, Хютт Г. О возрасте озерно-аллювиальных отложений в разрезах «Дричалуки» и «Бригитполье» (Сев. Белоруссия). *Известия Академии наук Эстонской ССР. Геология*. 1982;31(1):15–20.
17. Вознячук ЛН, Санько АФ, Арсланов ХА, Лядов ВВ, Тертычная ТВ. К геохронологии и палеогеографии среднего и позднего Валдая восточной части Белорусского Поозерья. В: *Изотопные и геохимические методы в биологии, геологии и археологии. Тезисы докладов регионального совещания; 13–15 октября 1981 г.; Лохусалу, Эстония*. Тарту: АН ЭССР; 1981. с. 24–27.
18. Rinterknecht VR, Pavlovskaya IE, Clark PU, Raisbeck GM, Yiou F, Brook EJ. Timing of the last deglaciation in Belarus. *Boreas*. 2007;36(3):307–313.
19. Karabanov AK, Matveyev AV. The Pleistocene glaciations in Belarus. In: Ehlers J, Gibbard PL, Hughes PD, editors. *Quaternary glaciations – extent and chronology. A closer look*. Amsterdam: Elsevier; 2011. p. 29–36. (Developments in Quaternary science; 15).
20. Kalicki T, San'ko AF, Zernitskaya VP, Litvinjuk GI. Ewolucja doliny Dźwiny na nizinie Suraskiej w późnym glacialu i holocenie. W: Kalicki T, redaktor. *Badania ewolucji dolin rzecznych na Białorusi – I*. Wrocław: PAN; 1997. s. 53–81. (Dokumentacja geograficzna; 6).
21. Квасов ДД. *Позднечетвертичная история крупных озер и внутренних морей Восточной Европы*. Ленинград: Наука; 1975. 278 с.
22. Павловская ИЭ. *Полоцкий ледниково-озерный бассейн: строение, рельеф, история развития*. Минск: Навука і тэхніка; 1994. 127 с.
23. Zelčs V, Soms J, Greiškalns E. Kame terrace in the Upper Daugava depression at Rakutī, near Krāslava. In: Zelčs V, Nartišs M, editors. *Late Quaternary terrestrial processes, sediments and history: from glacial to postglacial environments. Excursion guide and abstracts of the INQUA Peribaltic Working Group Meeting and field excursion in Eastern and Central Latvia, August 17–22, 2014*. Riga: University of Latvia; 2014. p. 61–66.
24. Зерницкая ВП, Матвеев АВ, Ракович ВА, Колосов ИЛ. Позднеледниковая и голоценовая история развития Освейского водно-болотного комплекса на севере Беларуси. *Лимасфера*. 2019;1:26–41.
25. Пуннинг Я-МК, Жуховицкая АЛ, Хурсевич ГК, Рачевский АН, Мартма ТА, Путник ХЭ. Палеогеографические условия образования карбонатных отложений озера Нарочь. В: *Литология, геохимия и стратиграфия континентальных кайнозойских отложений Белоруссии*. Минск: Наука и техника; 1988. с. 101–110.
26. Махнач НА, Якушко ОФ, Калечиц ВФ. Палинологическая оценка озерных отложений севера Белоруссии в поздне- и послеледниковое время. В: Голубцов ВК, редактор. *Палинологические исследования в Белоруссии и других районах СССР. К 3-й Международной палинологической конференции; 1971 г.; Новосибирск, СССР*. Минск: Наука и техника; 1971. с. 113–121.
27. Власов БП, Зерницкая ВП, Колковский ВМ, Павлова ИД. История формирования ложбины стока ледниковых вод Гиньково – Свядово – Долгое. В: *Лимнологическое и геоморфологическое обеспечение рационального природопользования. Выпуск 3*. Минск: БГУ; 2002. с. 166–175.
28. Novik A, Punning J-M, Zernitskaya V. The development of Belarusian lakes during the Late Glacial and Holocene. *Estonian Journal of Earth Sciences*. 2010;59(1):63–79. DOI: 10.3176/earth.2010.1.05.
29. Heikkilä M, Fontana SL, Seppä H. Rapid Lateglacial tree population dynamics and ecosystem changes in the eastern Baltic region. *Journal of Quaternary Science*. 2009;24(7):802–815. DOI: 10.1002/jqs.1254.
30. Субетто ДА. *Донные отложения озер: палеолимнологические реконструкции*. Санкт-Петербург: Издательство РГПУ имени А. И. Герцена; 2009. 339 с.
31. Величко АА, Фаустова МА, Писарева ВВ, Карпухина НВ. История Скандинавского ледникового покрова и окружающих ландшафтов в Валдайскую ледниковую эпоху и начале голоцена. *Лед и снег*. 2017;57(3):391–416. DOI: 10.15356/2076-6734-2017-3-391-416.
32. Wohlfarth B, Tarasov P, Bennike O, Lacourse T, Subetto D, Torssander P, et al. Late Glacial and Holocene palaeoenvironmental changes in the Rostov-Yaroslavl' area, West Central Russia. *Journal of Paleolimnology*. 2006;35(3):543–569. DOI: 10.1007/s10933-005-3240-4.
33. Makhnach N, Zernitskaya V, Kolosov I, Simakova G. Stable oxygen and carbon isotopes in Late Glacial – Holocene freshwater carbonates from Belarus and their palaeoclimatic implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2004;209(1–4):73–101. DOI: 10.1016/j.palaeo.2004.02.019.
34. Санько АФ. *Неоплейстоцен северо-восточной Белоруссии и смежных районов РСФСР*. Минск: Наука и техника; 1987. 178 с.
35. Savelieva LA, Andreev AA, Gromig R, Subetto DA, Fedorov GB, Wennrich V, et al. Vegetation and climate changes in northwestern Russia during the Lateglacial and Holocene inferred from the Lake Ladoga pollen record. *Boreas*. 2019;48(2):349–360. DOI: 10.1111/bor.12376.
36. Новик АА. Пространственно-временная корреляция изменения озерных уровней региона Балтийских Поозерий в поздне-ледниковье и голоцене. *Журнал Белорусского государственного университета. География. Геология*. 2017;1:26–35.
37. Rasmussen SO, Vinther BM, Clausen NB, Andersen KK. Early Holocene climate oscillations recorded in three Greenland ice cores. *Quaternary Science Reviews*. 2007;26(15–16):1907–1914. DOI: 10.1016/j.quascirev.2007.06.015.
38. Писарчук НМ, Новенко ЕЮ, Козлов ДН, Шилов ПМ. Реконструкция растительности и климата Центрально-Лесного заповедника в среднем и позднем голоцене. *Журнал Белорусского государственного университета. География. Геология*. 2018;1:64–75.
39. Зерницкая ВП, Махнач НА, Колосов ИЛ. Стабильные изотопы углерода и кислорода и пыльцевые спектры в средне-верхнеголоценовых карбонатных осадках озера Нарочь. *Вестник Брэсцкага ўніверсітэта. Серыя 5. Хімія. Біялогія. Навукі аб зямлі*. 2010;1:88–98.

References

1. Clark PU, Dyke AS, Shakun JD, Carlson AE, Clark J, Wohlfarth B, et al. *The Last Glacial Maximum. Science*. 2009;325(5941):710–714. DOI: 10.1126/science.1172873.
2. Zarina EP. [Geochronology and paleogeography of the late Pleistocene in the northwest of the Russian Plain]. In: *Periodizatsiya i geokhronologiya pleistotsena. Materialy k simpoziumu: 16–20 noyabrya 1970 g.; Leningrad, SSSR* [Periodization and geochronology of the Pleistocene. Materials for the symposium; 1970 November 16–20; Leningrad, USSR]. Leningrad: [s. n.]; 1970. p. 27–33. Russian.
3. Kalm V. Ice-flow pattern and extent of the last Scandinavian Ice Sheet southeast of the Baltic Sea. *Quaternary Science Reviews*. 2012;44:51–59. DOI: 10.1016/j.quascirev.2010.01.019.
4. Subetto DA, Nazarova LB, Pestryakova LA, Syrykh LS, Andronikov AV, Biskaborn B, et al. [Paleolimnological studies in the Russian part of northern Eurasia: a review]. *Sibirskii ekologicheskii zhurnal*. 2017;24(4):369–380. Russian. DOI: 10.15372/SEJ20170401.
5. Kublitsky YuA, Syrykh LS, Grekov IM, Subetto DA, Leontiev PA, Sokolova NV, et al. [Systematization of paleogeographic information on the example of creating a database of studies of the southern periphery of the Valdai glaciation]. *Obshchestvo. Sreda. Razvitiye*. 2018;4:125–132. Russian.
6. Arslanov KhA, Saveljeva LA, Gey NA, Klimanov VA, Chernov SB, Chernova GM, et al. Chronology of vegetation and paleoclimatic stages of northwestern Russia during the Late Glacial and Holocene. *Radiocarbon*. 1999;41(1):25–45. DOI: 10.1017/S0033822200019317.
7. Davydova NN, Subetto DA, Khomutova VI, Sapelko TV. Late Pleistocene – Holocene paleolimnology of three northwestern Russian lakes. *Journal of Paleolimnology*. 2001;26(1):37–51. DOI: 10.1023/A:1011131015322.
8. Kul'kova MA, Mazurkevich AN, Dolukhanov PM. Chronology and palaeoclimate of prehistoric sites in Western Dvina – Lovat' area of northwestern Russia. *Geochronometria*. 2001;20:87–94.
9. Miklyayev AM, Dolukhanov PM, Guman MA. [Usvjaty IV, Naumovo – lake settlements of the Neolithic and Bronze Ages in the upper of the Western Dvina]. In: *Arkheologiya i paleogeografiya mezolita i neolita Russkoi ravniny* [Archeology and paleogeography of the Mesolithic and Neolithic of the Russian plain]. Moscow: Nauka; 1984. p. 67–81. Russian.
10. Ramsey CB, Dee M, Lee S, Nakagawa T, Staff RA. Developments in the calibration and modeling of radiocarbon dates. *Radiocarbon*. 2010;52(3):953–961. DOI: 10.1017/S0033822200046063.
11. Reimer PJ, Bard E, Bayliss A, Beck JW, Blackwell PG, Ramsey CB, et al. IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0–50 000 years cal. BP. *Radiocarbon*. 2013;55(4):1869–1887. DOI: 10.2458/azu_js_rc.55.16947.
12. Mangerud J, Andersen ST, Berglund BE, Donner JJ. Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification. *Boreas*. 1974;3(3):109–126. DOI: 10.1111/j.1502-3885.1974.tb00669.x.
13. Lowe JJ, Rasmussen SO, Björck S, Hoek WZ, Steffensen JP, Walker MJC, et al. Synchronisation of palaeoenvironmental events in the North Atlantic region during the Last Termination: a revised protocol recommended by the INTIMATE group. *Quaternary Science Reviews*. 2008;27(1–2):6–17. DOI: 10.1016/j.quascirev.2007.09.016.
14. Velichkevich FYu. [New data on the Sloboda flora on the Kasplya River]. *Doklady AN BSSR*. 1972;16(3):260–262. Russian.
15. Zimenkov OI. [The climax of the Poozerye glaciation in Belarus]. In: *Novoe v izuchenii kainozoiskikh otlozhenii Belorussii i smezhnykh oblastei* [New in the study of Cenozoic sediments of Belarus and related areas]. Minsk: Nauka i tekhnika; 1989. p. 30–45. Russian.
16. Punning J-M, Rajamae R, Hütt G. On the age of limnic-alluvial sediments in Drichaluki and Brigitpole sections (North Byelorussia). *Proceedings of Academy of Sciences of the Estonian SSR. Geology*. 1982;31(1):15–20. Russian.
17. Voznyachuk LN, Sanko AF, Arslanov HA, Lyadov VV, Tertychnaya TV. [To geochronology and paleogeography of the middle and late Valdai of the eastern part of the Belarusian Lake District]. In: *Izotopnye i geokhimicheskie metody v biologii, geologii i arkheologii. Tezisy dokladov regional'nogo soveshchaniya; 13–15 oktyabrya 1981 g.; Lokhusalu, Estoniya* [Isotopic and geochemical methods in biology, geology and archeology. Abstracts of the regional meeting; 1981 October 13–15; Lohusalu, Estonia]. Tartu: Academy of Sciences of the Estonian SSR; 1981. p. 24–27. Russian.
18. Rinterknecht VR, Pavlovskaya IE, Clark PU, Raisbeck GM, Yiou F, Brook EJ. Timing of the last deglaciation in Belarus. *Boreas*. 2007;36(3):307–313.
19. Karabanov AK, Matveyev AV. The Pleistocene glaciations in Belarus. In: Ehlers J, Gibbard PL, Hughes PD, editors. *Quaternary glaciations – extent and chronology. A closer look*. Amsterdam: Elsevier; 2011. p. 29–36. (Developments in Quaternary science; 15).
20. Kalicki T, San'ko AF, Zernickaya VP, Litvinjuk GI. Ewolucja doliny Dżwiny na nizinie Suraskiej w późnym glacjale i holocenie. W: Kalicki T, redaktor. *Badania ewolucji dolin rzecznych na Białorusi – I*. Wrocław: PAN; 1997. s. 53–81. (Dokumentacja geograficzna; 6).
21. Kvasov DD. *Pozdnechetvertichnaya istoriya krupnykh ozer i vnutrennikh morei Vostochnoi Evropy* [Late Quaternary history of major lakes and inland seas of Eastern Europe]. Leningrad: Nauka; 1975. 278 p. Russian.
22. Pavlovskaya IE. *Polotskii lednikovo-ozernyi bassein: stroenie, rel'ef, istoriya razvitiya* [Polotsk Glacial-Lake Basin: structure, relief, development history]. Minsk: Navuka i tjechnika; 1994. 127 p. Russian.
23. Zelčs V, Soms J, Greiškalns E. Kame terrace in the Upper Daugava depression at Rakuti, near Krāslava. In: Zelčs V, Nartišs M, editors. *Late Quaternary terrestrial processes, sediments and history: from glacial to postglacial environments. Excursion guide and abstracts of the INQUA Peribaltic Working Group Meeting and field excursion in Eastern and Central Latvia, August 17–22, 2014*. Riga: University of Latvia; 2014. p. 61–66.
24. Zernitskaya VP, Matveyev AV, Rakovich VA, Kolosov IL. Lateglacial and Holocene history of the development of the Osveya wetland complex in the north of Belarus. *Litasfera*. 2019;1:26–41. Russian.
25. Punning J-MK, Zhukhovitskaya AL, Khursevich GK, Rachevskii AN, Martma TA, Putnik KhE. [Paleogeographic conditions for the formation of carbonate deposits of Lake Naroch]. In: *Litologiya, geokhimiya i stratigrafiya kontinental'nykh kainozoiskikh otlozhenii Belorussii* [Lithology, geochemistry and stratigraphy of the continental Cenozoic sediments of Belarus]. Minsk: Nauka i tekhnika; 1988. p. 101–110. Russian.
26. Makhnach NA, Yakushko OF, Kalechits VF. [Palinological assessment of lake sediments of the north of Belarus in the late and postglacial times]. In: Golubtsov VK, editor. *Palinologicheskie issledovaniya v Belorussii i drugikh raionakh SSSR. K 3-i Mezhduna-*

rodnoi palinologicheskoi konferentsii; 1971 g.; Novosibirsk, SSSR [Palynological studies in Belarus and other regions of the USSR. To the 3rd International palynological conference; 1971; Novosibirsk, USSR]. Minsk: Nauka i tekhnika; 1971. p. 113–121. Russian.

27. Vlasov BP, Zernitskaya VP, Kolkovskii VM, Pavlova ID. [History of formation of the glacier water flow hollow Ginkovo – Svyadovo – Dolgoe]. In: *Limnologicheskoe i geomorfologicheskoe obespechenie ratsional'nogo prirodopol'zovaniya. Vypusk 3* [Limnological and geomorphological support of rational nature management. Issue 3]. Minsk: Belarusian State University; 2002. p. 166–175. Russian.

28. Novik A, Punning J-M, Zernitskaya V. The development of Belarusian lakes during the Late Glacial and Holocene. *Estonian Journal of Earth Sciences*. 2010;59(1):63–79. DOI: 10.3176/earth.2010.1.05.

29. Heikkilä M, Fontana SL, Seppä H. Rapid Lateglacial tree population dynamics and ecosystem changes in the eastern Baltic region. *Journal of Quaternary Science*. 2009;24(7):802–815. DOI: 10.1002/jqs.1254.

30. Subetto DA. *Donnye otlozheniya ozer: paleolimnologicheskie rekonstruktsii* [Bottom sediments of lakes: paleolimnological reconstructions]. Saint Petersburg: Publishing House of the Herzen State Pedagogical University of Russia; 2009. 339 p. Russian.

31. Velichko AA, Faustova MA, Pisareva VV, Karpukhina NV. History of the Scandinavian ice sheet and surrounding landscapes during Valday ice age and the Holocene. *Ice and Snow*. 2017;57(3):391–416. DOI: 10.15356/2076-6734-2017-3-391-416. Russian.

32. Wohlfarth B, Tarasov P, Bennike O, Lacourse T, Subetto D, Torssander P, et al. Late Glacial and Holocene palaeoenvironmental changes in the Rostov-Yaroslavl' area, West Central Russia. *Journal of Paleolimnology*. 2006;35(3):543–569. DOI: 10.1007/s10933-005-3240-4.

33. Makhnach N, Zernitskaya V, Kolosov I, Simakova G. Stable oxygen and carbon isotopes in Late Glacial – Holocene freshwater carbonates from Belarus and their palaeoclimatic implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2004;209(1–4):73–101. DOI: 10.1016/j.palaeo.2004.02.019.

34. San'ko AF. *Neopleistotsen severo-vostochnoi Belorussii i smezhnykh raionov RSFSR* [Neopleistocene of northeastern Belarus and adjacent regions of the RSFSR]. Minsk: Nauka i tekhnika; 1987. 178 p. Russian.

35. Savelieva LA, Andreev AA, Gromig R, Subetto DA, Fedorov GB, Wennrich V, et al. Vegetation and climate changes in north-western Russia during the Lateglacial and Holocene inferred from the Lake Ladoga pollen record. *Boreas*. 2019;48(2):349–360. DOI: 10.1111/bor.12376.

36. Novik AA. Space-time correlation development of the lake levels change during the late glacial and holocene of the Baltic Lake Districts. *Journal of the Belarusian State University. Geography. Geology*. 2017;1:26–35. Russian.

37. Rasmussen SO, Vinther BM, Clausen HB, Andersen KK. Early Holocene climate oscillations recorded in three Greenland ice cores. *Quaternary Science Reviews*. 2007;26(15–16):1907–1914. DOI: 10.1016/j.quascirev.2007.06.015.

38. Pisarchuk NM, Novenko EY, Kozlov DN, Shilov PM. Reconstruction of vegetation and climate of the Center Forest state reserve in the Middle and Late Holocene. *Journal of the Belarusian State University. Geography. Geology*. 2018;1:64–75. Russian.

39. Zernitskaja VP, Makhnach NA, Kolosov IL. Stable carbon and oxygen isotopes and pollen spectra in Mid-Upper Holocene carbonate sediments from the Lake Naroch. *Vesnik of Brest University. Series 5. Chemistry. Biology. Sciences about Earth*. 2010;1:88–98. Russian.

Статья поступила в редколлегию 28.02.2020.

Received by editorial board 28.02.2020.