ВОДНЫЕ РЕСУРСЫ, 2021, том 48, № 6, с. 664–675

ПАЛЕОГИДРОЛОГИЯ КАСПИЙСКОГО МОРЯ

УДК 551.435.1+551.8:556.5

ЛАНДШАФТНО-КЛИМАТИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ РАВНИНЫ В ПОСЛЕДНИЕ 22 ТЫСЯЧИ ЛЕТ (РЕКОНСТРУКЦИЯ ПО ПАЛЕОБОТАНИЧЕСКИМ ДАННЫМ)[1]

© 2021 г. О. К. Борисова*

Институт географии РАН, Москва, 119017 Россия

**e-mail: olgakborisova@gmail.com*

Поступила в редакцию 01.04.2021 г.
После доработки 01.04.2021 г.
Принята к публикации 24.05.2021 г.

Анализ современного географического распространения видов конкретной ископаемой флоры позволяет выявить ближайший район-аналог для этой флоры. При помощи палеофлористического метода определены центры современной концентрации для 22 ископаемых флор, датированных радиоуглеродным методом. По современным условиям в пределах центров концентрации ископаемых флор реконструированы изменения основных климатических показателей в центральной части Восточно-Европейской равнины в интервале с 24 до 8 тыс. калиброванных лет назад. В максимальную фазу последнего оледенения среднегодовая температура воздуха составляла −6°С при наиболее низкой температуре летнего сезона за весь период реконструкций и сплошном распространении многолетней мерзлоты. Первое значительное потепление с повышением среднегодовой температуры до 0°С произошло 17–18 тыс. лет назад. Наиболее резкие короткопериодные колебания климата реконструированы для позднеледниковья: различия среднегодовой температуры между последовательными холодными и теплыми фазами составляли 7–10°С. В изученном интервале выделены два этапа значительного повышения атмосферных осадков: 17–19 тыс. лет назад (поздний пленигляциал) и 13–14.5 тыс. лет назад (интерстадиалы бёллинг и аллерёд). На первом этапе континентальный климат с годовой амплитудой температуры ~30°С при сплошном распространении многолетней мерзлоты и дружном снеготаянии мог приводить к существенному увеличению расходов воды и стока во время половодья при сравнительно теплом и сухом лете. На втором этапе повышение среднегодовой температуры до +1–2°С сопровождалось деградацией многолетней мерзлоты и быстрым распространением лесной растительности с ее стабилизирующим воздействием на внутригодовое распределение стока. В связи с этим повышение количества осадков в бёллинге–аллерёде не получило столь яркого отражения во флювиальном палеорельефе, как в конце позднего пленигляциала.

Ключевые слова: палеофлористический метод, реконструкции климата, поздний пленигляциал, позднеледниковье, ранний голоцен.

DOI: 10.31857/S0321059621060031

Использование палеоботанических данных для ландшафтно-климатических реконструкций основано на том, что состав растительности определенного региона зависит от природных условий в целом и от климата в частности. Ведущая роль в этом отношении принадлежит реконструкциям по результатам пыльцевого анализа. Его применение основано на предполагаемом соответствии количества пыльцы определенного вида растений в отложениях количеству представителей этого вида в составе растительности. Степень такого соответствия определяется путем сопоставления результатов пыльцевого анализа современных отложений – пыльцевых спектров (ПС), т.е. состава пыльцы и спор в образцах в долях (%) определенной суммы и состава современной растительности. В большинстве случаев ПС отражают основные черты сформировавшей их растительности, совмещая в себе характеристики локальных и региональных растительных сообществ, и позволяют реконструировать растительность от формаций до природных зон. Если ископаемые ПС из каких-либо отложений по составу близки к со-

[1] Палеоклиматические реконструкции по данным о составе ископаемых флор проводились при финансовой поддержке РНФ (проект 17-17-01289); методические исследования проведены в рамках Государственного задания Института географии РАН (тема 0148-2019-0005).

временным ПС с определенной территории, то и растительность, и климатические условия времени образования этих отложений считаются близкими к современным на той же территории. Такой ход рассуждений позволяет использовать количественные соотношения пыльцы различных таксонов в осадках и использовать главное преимущество палинологических данных в сравнении с прочими палеоботаническими материалами – их массовый характер, который делает эти данные пригодными для статистической обработки.

Из статистических методов реконструкции основных климатических показателей прошлого по данным о составе ПС нужно упомянуть информационно-статистический метод, особенно широко применявшийся при исследованиях голоцена [10, 11], и метод определения палеоклимата с использованием регрессионного анализа [3]. Этот подход получил дальнейшее развитие в форме “метода наилучших аналогов”, впервые предложенного в [26]. Этот метод включает в себя математическую процедуру нахождения ближайших современных аналогов ископаемого ПС в базе данных по современным ПС, причем климатические условия на территории происхождения современных спектров-аналогов рассматриваются как реконструкция условий прошлого. Для таких реконструкций требуются данные о составе современных ПС в сопоставлении с составом растительности в местах отбора пыльцевых проб с широким географическим охватом. Необходимая информация о современных ПС накапливается в региональных и национальных базах данных (например, EMPD (Eurasian Modern Pollen Database) [22]).

Для реконструкций палеоклимата на обширных территориях в определенные временны́е интервалы прошлого наиболее широко применяются методы, основанные на использовании функций трансформации (*transfer functions*) [19, 24], “поверхностей соответствия” (*responce surfaces*) [18, 28] и палеобиоклиматических аналогов [21, 23]. Все перечисленные методы устанавливают статистические связи между составом современных ПС и климатическими показателями в местах их формирования, а затем сопоставляют процентные содержания пыльцы различных таксонов в современных и ископаемых спектрах, предлагая тот или иной алгоритм перехода от одного массива данных к другому.

Статистические методы реконструкции палеоклиматов по данным пыльцевого анализа имеют несколько важных преимуществ. Они применимы к огромному большинству палинологических данных и не требуют специальных трудоемких исследований, связанных с повышением таксономического разрешения, т.е. с определением пыльцы и спор до уровня вида, или с поиском малых (редких) компонентов пыльцевых спектров. Тем не менее методы, основанные на использовании данных о составе ПС, имеют и общие ограничения. Их использование подразумевает то, что все наблюдаемые изменения в составе ископаемых ПС определяются климатическими причинами. Однако, как показывает анализ процессов формирования ПС, на их состав влияют также эдафические условия, конкурентные взаимоотношения растений, сукцессии и другие факторы, напрямую не связанные с климатом. Кроме того, при оценках климатических параметров по палинологическим данным приходится учитывать неизбежное отставание развития растительности от формирования условий, пригодных для ее существования. Эффект запаздывания может возникать при быстром потеплении за счет ограничивающего воздействия характерных скоростей расселения различных растений даже при условии наличия достаточного банка семян, т.е. при близости вновь заселяемой растением территории к границе его ареала или к рефугиуму, где оно сохранялось в течение неблагоприятного периода. В то же время в основе палеоклиматических реконструкций, базирующихся на изменениях ПС, лежит предполагаемое по умолчанию соответствие (“равновесие”) между составом растительности, отраженным в составе спектра, и климатическими условиями в момент его формирования. Такое соответствие реально может достигаться только при устойчивых в течение длительного времени условиях (например, в оптимальные фазы межледниковий) или, в меньшей степени, при медленных и постепенных потеплениях.

Наконец, важнейшая проблема использования данных о составе ПС для палеоклиматических реконструкций заключается в возможном отсутствии современных аналогов растительности прошлых эпох в современной растительности. Статистические методы, в основу которых положены современные закономерности формирования ПС, могут применяться лишь в том диапазоне (временно́м или пространственном), в пределах которого изменения растительных формаций не выходят за рамки сдвигов количественных соотношений компонентов. Все упомянутые выше методы реконструкций учитывают прежде всего соотношение пыльцы древесных пород в ПС, поэтому для эпох с небольшой долей лесов в растительном покрове они неприменимы.

Бо́льшим своеобразием по сравнению с современностью отличалась преимущественно безлесная перигляциальная растительность эпохи последнего оледенения, которая коренным образом отличалась как от современной тундры, так и от современной степной растительности [7, 8]. Связанное с этим отсутствие современных ПС, которые могли бы служить аналогами ископаемых спектров для этого времени, может приводить к

неточным или даже неверным оценкам климатических условий прошлого. Этим может объясняться несоответствие между реконструкциями, полученными по разным палеогеографическим данным. Например, судя по облику ПС, в перигляциальной области Восточно-Европейской равнины в максимальную фазу последнего оледенения и в позднеледниковье господствовал сухой (криоаридный) климат, тогда как широкое распространение остатков крупных меандрирующих русел на той же территории указывает на существование этапа высокой водности рек в том же временно́м интервале. Для разрешения этого противоречия автор статьи применил метод количественных реконструкций палеоклимата, основанный на использовании состава ископаемых флор взамен пыльцевых спектров.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

Палеофлористический метод реконструкций климатических условий прошлого

Принципиально иной подход к реконструкции климатических показателей прошлого по палинологическим и другим палеоботаническим данным основан на учете самого факта присутствия тех или иных таксонов в составе ископаемой флоры (ИФ). Ключевым исходным допущением при таком подходе служит тезис о том, что географическое распространение видов растений определяется главным образом климатическими условиями. Изучая позднечетвертичные флоры, полагаем, что имеем дело с современными видами растений, экология которых существенно не изменилась. Метод реконструкции ландшафтно-климатических условий на основе анализа современного географического распространения видов ИФ разработан В.П. Гричуком [7, 9] в развитие идеи В. Шафера [31]. Этот метод состоит в определении территории, на которой в настоящее время произрастают совместно все виды конкретной ИФ или их большинство. Такая территория представляет собой ближайший современный флористический район-аналог для данной ИФ. Поскольку границы ареала каждого вида растений определяются его экологическими потребностями, прежде всего требованиями к теплообеспеченности и влажности, то климатические условия в пределах такого района-аналога, очевидно, должны соответствовать климатическим условиям места и времени формирования этой ИФ.

Несмотря на то, что при учете лишь присутствия/отсутствия таксонов в составе ИФ не принимается во внимание информация, заключенная в относительном обилии пыльцы различных растений в ископаемых ПС, этот метод имеет ряд важных преимуществ по отношению к перечисленным выше статистическим методам. Важное преимущество палеофлористического метода климатических реконструкций состоит в его высокой устойчивости к искажениям состава ископаемых ПС, возникающим в процессе их формирования, от продуцирования пыльцы растениями до влияния условий ее захоронения (например, избирательного разрушения пыльцы с наименее прочными оболочками). Кроме того, палеофлористический метод не ограничивается только пыльцевой флорой, но дает возможность привлечения других палеоботанических данных (определений растительных макроостатков – плодов и семян, листьев, древесины и др.).

В отличие от методов реконструкций, основанных на изменениях процентных соотношений основных компонентов ПС, палеофлористический метод позволяет учесть при реконструкциях не только древесные породы, но и травянистые растения – как наземные, так и водные. Более высокие скорости реакции таких растений на изменения климатических условий, связанные как с быстрым оборотом поколений, так и с возможностями быстрого расселения некоторых видов растений на большие расстояния (например, водных и прибрежно-водных растений – за счет переноса семян водоплавающими птицами), в принципе позволяют осуществить реконструкции более короткопериодных климатических колебаний, что особенно важно для переходного этапа от оледенения к межледниковью.

Главное преимущество палеофлористического метода – его независимость от наличия аналогов растительных сообществ прошлого в современном растительном покрове, поскольку климатическая значимость оценивается и учитывается индивидуально для каждого таксона. Это особенно важно для реконструкции климатических условий последней ледниковой эпохи, когда перигляциальные лесостепи занимали почти всю Восточно-Европейскую равнину [8]. В растительности этого времени сочетались травянистые сообщества, подобные современным холодным сухим степям, редколесья, образованные древесными породами, распространенными в настоящее время в условиях резко континентального климата Сибири, луговые и болотные сообщества с тундровыми элементами. О преобладании травянистой растительности свидетельствуют высокие содержания пыльцы трав и кустарничков даже в более теплые (межстадиальные) фазы позднеледниковья. Большое разнообразие местообитаний растений в эпоху последнего оледенения отражает господство холодного резко континентального климата в средних широтах Восточно-Европейской равнины. Сложная “мозаичная” перигляциальная растительность не имеет полных аналогов в современных (межледниковых) условиях.

Положение ближайшего современного аналога для конкретной ИФ – центра современной концентрации (ЦСК) видов ИФ – определяется путем картографического "суммирования" ареалов всех видов растений, составляющих эту флору. Для каждой ИФ составляется карта, на которой показана доля (%) видов, совместно обитающих в настоящее время, в общем числе видов данной ИФ – так называемая ареалограмма (рис. 1). Климатические условия на территории ЦСК наилучшим образом соответствуют экологическим потребностям всей совокупности видов ИФ. Метод ареалограмм позволяет избежать этапа реконструкции растительности на основе сходства ископаемых и современных ПС на пути к реконструкции климата.

Точность реконструкций по палеофлористическим данным зависит от разнообразия ИФ, связанного с составом палеорастительности и со степенью сохранности пыльцы; от таксономического уровня определения ископаемой пыльцы и спор (до рода или до вида); от имеющихся данных о современных ареалах растений; от размеров установленных районов-аналогов и диапазонов климатических характеристик внутри них. Источники данных о современных географических ареалах видов-компонентов палеофлор – региональные флоры, атласы и другие специальные работы [6, 16, 17]. Площадь района-аналога, определенного для конкретной ИФ, обычно невелика. Предполагается, что современные особенности растительных сообществ и климатические показатели в его пределах соответствуют климатическим условиям места и времени формирования этой ИФ.

Пример такой реконструкции – ареалограмма, построенная по ИФ заключительной холодной стадии последнего оледенения – позднего дриаса – из разреза Понизовье (рис. 1а). Пробы отбирались из скважины на первой террасе р. Каспли – притока р. Западная Двина. Состав ИФ определен по данным спорово-пыльцевого анализа озерных отложений, заполняющих небольшую впадину на террасе реки. Радиоуглеродный возраст соответствующего слоя озерного суглинка составил 10571 ± 1108 ^{14}C лет назад (л. н.) (IGAN-1140) [1]. Содержание пыльцы травянистых растений в этом слое достигает 70–75% общей суммы пыльцы и спор; при этом содержание пыльцы полыни (*Artemisia*) составляет ~40% суммы пыльцы трав и кустарничков. Пыльца деревьев в основном представлена приблизительно равными количествами березы, сосны и ели. Такие ПС типичны для перигляциальной лесостепи [8].

Пыльцевая флора позднего дриаса из разреза Понизовье включает в себя 42 таксона, в том числе 34 вида растений и 8 родов, в которые входят виды растений, близкие по своим экологическим потребностям. Высокое экологическое разнообразие этой ИФ весьма характерно для позднеледниковых флор Восточно-Европейской равнины [7]. ИФ включает в себя следующие древесные породы: а) микро- и мезотермные деревья и кустарники континентальных регионов (*Alnaster fruticosus*, *Pinus sibirica*, *Lonicera tatarica*); б) деревья с широкой экологической амплитудой (*Pinus sylvestris, Picea abies, Betula humilis*). В состав флоры входят также травянистые растения, связанные с бореальными лесными сообществами, например плаун булавовидный *Lycopodium clavatum* и папоротники *Pteridium aquilinum* и *Ophyoglossum vulgatum*, арктоальпийские микротермные растения (*Betula nana*, *Selaginella selaginoides*, *Thalictrum alpinum*). Особенность этой ИФ, характерная для гляциальных флор в целом, – присутствие степных и луговых трав (*Fagopyrum* sp., *Sanguisorba officinalis*, *Valeriana* sp., *Polygonum bistorta* и др.), ксерофитов и ксерогалофитов, толерантных к низкой зимней температуре (*Ephedra distachya*, *Helianthemum* sp., *Kochia prostrata*), а также растений, характерных для участков с нарушенными грунтами (*Amaranthus* sp., *Chenopodium album*). Наконец, флора позднего дриаса из разреза Понизовье включает в себя различные виды болот, влажных лугов и прибрежных местообитаний (*Equisetum scirpoides, E. variegatum, Polygonum amphybium, Sagittaria sagittifolia*) и водные растения (*Myriophyllum verticillatum*, *Nymphaea* sp., *Ceratophyllum* sp.), что соответствует озерному генезису изученных отложений.

Анализ современного географического распространения видов этой ИФ в северной Евразии показывает, что 25% из них встречается на обширной территории, включающей в себя широтный пояс от южной тундры до северных пустынь (рис. 1а). 50% видов этой ИФ совместно обитает в зонах тайги и широколиственных лесов, в лесостепях и степях Европы и Сибири, достигая 120° в. д. на широте оз. Байкал. Область совместного распространения 75% видов ИФ охватывает зону тайги Восточно-Европейской равнины и Западной Сибири, а также Алтай и Саяны. Район, где в настоящее время обитает большинство видов флоры позднего дриаса из разреза Понизовье (ЦСК видов этой флоры), находится в средней части бассейна р. Катуни. Из 42 таксонов ИФ, определенных по их пыльце и спорам, в настоящее время в этом ЦСК встречается 35.

Для уточнения границ района-аналога в дополнение к данным из более общих источников, упомянутых выше, использованы специальные геоботанические работы, посвященные распространению видов растений в горных районах на юге Сибири [12, 13]. Из древесных пород ЦСК флоры Понизовья ограничивают современные ареалы *Pinus sibirica* с С и В, *P. sylvestris* с Ю и *Lonicera tatarica* с З (рис. 1б). Границы ареалов травя-

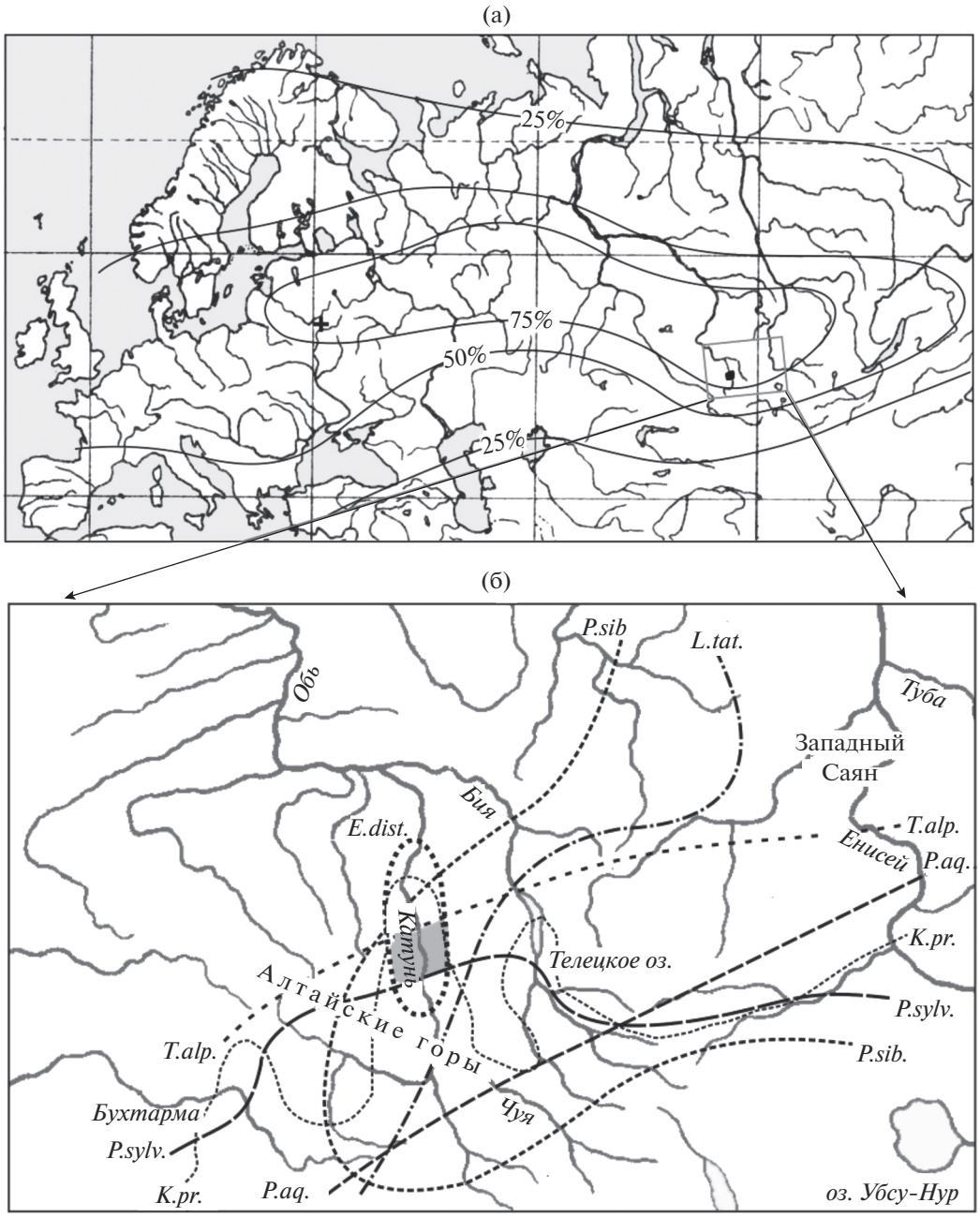

Рис. 1. Анализ современного распространения видов – компонентов ИФ с возрастом 12.6 тыс. л. н. из разреза Понизовье: а – доля (%) видов ИФ, совместно обитающих в настоящее время (крестом обозначено положение разреза); б – границы ареалов видов ИФ, которые определяют современный район-аналог для данной флоры (показан серым цветом) (*P. sib.* – *Pinus sibirica*, *P. sylv.* – *P. sylvestris*, *L. tat.* – *Lonicera tatarica, T. alp.* – *Thalictrum alpinum, K. pr.* – *Kochia prostrata, P. aq.* – *Pteridium aquilinum, E. dist.* – *Ephedra distachya*).

нистых растений подтверждают положение этого района-аналога. Так, современные ареалы арктоальпийского лугового вида *Thalictrum alpinum* и ксерофита *Kochia prostrata* ограничивают его с С, граница ареала лесного папоротника *Pteridium aquilinum* охватывает его с Ю, а изолированный участок ареала *Ephedra distachya* в целом совпадает с ЦСК данной флоры.

Современная растительность в этом районе-аналоге включает в себя участки среднетаежных лесов из *Picea obovata* и из кедра сибирского (*Pinus sibirica*) с примесью ели и сосны обыкновенной (*P. sylvestris*). Горные лиственнично-сосновые леса и темнохвойные леса из *P. obovata*, *P. sibirica* и *Abies sibirica* встречаются на бóльших высотах. Днища котловин занимают участки луговых и

Таблица 1. Основные климатические показатели центральной части Восточно-Европейской равнины с максимума последнего оледенения до раннего голоцена (возраст ИФ, показанный в скобках, получен путем интерполяции между имеющимися ^{14}C-датировками или, как в случае с ИФ по разрезу Москва-река, путем корреляции локальных пыльцевых зон с европейской климатостратиграфической шкалой посредством сопоставления пыльцевой диаграммы с кислородно-изотопной кривой по скважине NorthGRIP в Гренландии [25]

№	Индексы ИФ и названия пунктов	Калиброванный возраст ИФ, тыс. л. н.	$T_{янв}$, °C	$\Delta T_{янв}$, °C	$T_{июль}$, °C	$\Delta T_{июль}$, °C	$P_{год}$, мм	$\Delta P_{год}$, мм
1	Gl оз. Галичское	24	−14...−20	−5...−11	8−14	−4...−10	500−800	−125−175
2	Sl Слобода	21	−21...−22	−13...−14	8−10	−7...−9	400−600	−200−0
3	Mr Москва-река_1	18.5	−18...−20	−7...−9	11−13	−5...−7	850−950	300−400
4	Yu Юдиново	(17.2)	−14...−18	−5.5...−9.5	16−17	−1.5...−2.5	700−800	125−225
5	Ye Елисеевичи	(17.1)	−16...−18	−7.5...−9.5	16−19	−2.5−0.5	300−500	−275...−75
6	Sm Сейм_1	16.9	−22...−26	−14...−18	15.5−16.5	−3.5...−2.5	425−475	−125...−75
7	Pr Прутище	15.5	−22...−27	−14...−19	15.5−16.5	−3.5...−2.5	500−600	−50−50
8	Mr Москва-река_2	(15.4)	−31...−33	−20...−22	17−19	−1−1	320−480	−230...−70
9	Sm Сейм_2	15	−23...−27	−15...−19	17−19	−2−0	375−425	−175...−125
10	Sv Свапа_3	14.4	−21...−25	−13...−15	15−19	−4−0	425−475	−125...−75
11	Mr Москва-река_3	(14.3)	−15...−17	−4...−6	13−15	−3...−5	600−1000	50−450
12	Sm Сейм_4	14.1	−15.5...−16.5	−7.5...−8.5	16−18	−3...−1	600−700	50−150
13	Mr Москва-река_4	(14.0)	−27...−29	−16...−18	15−17	−1...−3	320−480	−230...−70
14	Kh Хопер	13.8	−19...−21	−11.5...−13.5	18−20	−2.5...−4.5	550−650	75−175
15	Mr Москва-река_5	(13.5)	−13...−15	−2...−4	12−14	−4...−6	650−1100	100−550
16	Pp Переполье	13.4	−15...−16	−7.5...−8.5	17−18	−4.5...−5.5	600−650	125−175
17	Sm Сейм_5	13.3	−15.5...−16.5	−7.5...−8.5	17.5−18.5	−0.5...−1.5	675−725	125−175
18	Mr Москва-река_6	(12.6)	−29...−31	−18...−20	17−19	−1−1	320−480	−230...−70
19	Po Понизовье	12.6	−22...−20	−14...−12	14−18	−3−1	400−600	−250...−50
20	Sv Свапа_6	(12.5)	−17...−19	−9...−11	14.5−15.5	−3.5...−4.5	400−500	−150...−50
21	Sv Свапа_7	11.2	−15...−16	−7...−8	18.5−19.5	−0.5−0.5	500−600	−50−50
22	Sv Свапа_8	8.3	−15...−16	−7...−8	18−19	0...−1	650−700	100−150

сухих степей, участки березовой лесостепи и заросли кустарников. Несмотря на разнообразие растительности и связанное с этим богатство современной флоры в ЦСК, она уступает по разнообразию ИФ позднего дриаса из разреза Понизовье, поскольку семь видов, представленных в этой ИФ (например, *Sanguisorba officinalis*, *Helianthemum* sp. и *Sambucus racemosa*), в этом районе-аналоге не встречаются. Таким образом, проведенная реконструкция еще раз подтверждает, что в современных (межледниковых) условиях можно найти только ближайший, но не полный аналог ископаемой гляциальной флоры.

В ЦСК видов ИФ позднего дриаса из разреза Понизовье (ИФ 19 в табл. 1) средняя температура января $T_{янв}$ = −21°C, средняя температура июля $T_{июля}$ = 16°C. Годовая амплитуда температуры воздуха достигает на этой территории 37°C. Это означает, что в позднем дриасе $T_{янв}$ в районе Понизовья была ниже современной на 13°C, а $T_{июля}$ на 1°C. Средняя годовая температура воздуха $T_{год}$ = −5°C, что на ~11°C ниже современной температуры в районе изученного разреза. Район-аналог находится в зоне сплошного распространения многолетней мерзлоты. Среднегодовая сумма атмосферных осадков $P_{год}$ в ЦСК составляет 400−600 мм, что на 50−250 мм меньше современной суммы осадков в районе Понизовья.

Подобные оценки, основанные на конкретных ИФ, можно использовать как для составления пространственных реконструкций климатических показателей для больших регионов в определенные временны́е интервалы, так и для прослеживания последовательности изменений климата во времени.

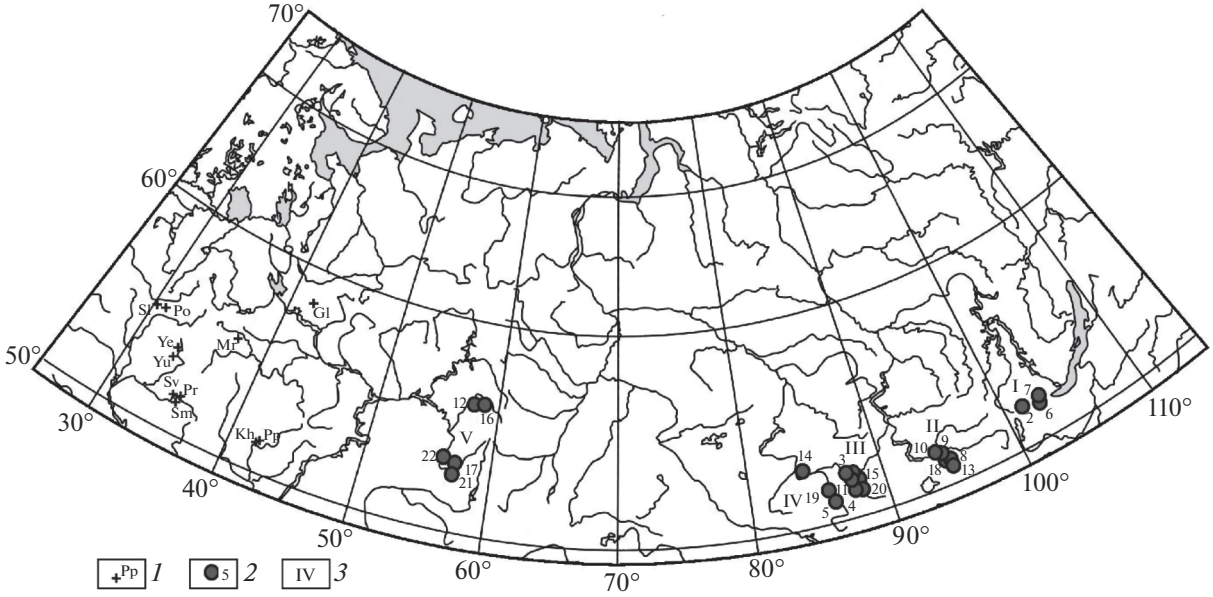

Рис. 2. Положение центров современной концентрации видов ИФ с возрастом от максимума последнего оледенения до раннего голоцена. *1* – местонахождения ИФ (Sl – Слобода, Po – Понизовье, Ye – Елисеевичи, Yu – Юдиново, Sv – Свапа, Sm – Сейм, Pr – Прутище, Mr – Москва-река, Gl – оз. Галичское, Kh – Хопер, Pp – Переполье); *2* – современные районы-аналоги для ИФ и их номера в табл. 1; *3* – группы ЦСК.

Определение современных географических аналогов по ископаемым флорам

По описанной выше методике определены ЦСК для 22 ИФ путем совмещения современных ареалов растений, входящих в состав этих флор (табл. 1). Для реконструкций использованы палеоботанические данные из нескольких мест в средних широтах Восточно-Европейской равнины (рис. 2). Реконструкции, полученные по этой серии ИФ, характеризуют основные климатические события начиная с максимальной фазы последнего оледенения и заканчивая ранним голоценом, т. е. приблизительно с 24 до 8 тыс. калиброванных л. н.

Наиболее древняя ИФ (ИФ 1 в табл. 1), выявленная на основе спорово-пыльцевого анализа донных отложений оз. Галичского [5], относится к ранней части максимума последнего оледенения и имеет возраст ~24 тыс. л. н. ИФ 2 включает в себя виды, определенные как по пыльце и спорам, так и по макроостаткам растений из отложений так называемой усвячской свиты, выходы которых часто встречаются в долине Западной Двины и ее притоков около д. Слободы [4]. Согласно радиоуглеродной датировке 17460 ± 210 ^{14}C л. н., Tln-309 [14], эти отложения также относятся к максимальной фазе оледенения. Еще две флоры (ИФ 4 и 5), полученные по данным палинологических исследований культурных слоев на позднепалеолитических стоянках Юдиново и Елисеевичи [2, 32], характеризуют конец позднего пленигляциала. Возраст этих двух ИФ определен приблизительно по сериям радиоуглеродных дат, полученных по материалам из соответствующих культурных слоев. В четырех пунктах состав ИФ определен по данным пыльцевого анализа флювиальных отложений, заполняющих крупные палеорусла, обнаруженные в долинах Сеймы (ИФ 6, 9, 12, 17), Свапы (ИФ 10, 20–22), Москвы (ИФ 3, 8, 11, 13, 15, 18) и Хопра (ИФ 14) [20, 29, 30]. Еще две флоры выявлены на основе палинологических данных по осадкам из заполнения двух крупных балок – Прутище (ИФ 7) в бассейне р. Сейм [20] и Переполье (ИФ 16) в бассейне р. Хопер [27]. В каждом случае при определении растений в ходе спорово-пыльцевого анализа достигалось максимально возможное таксономическое разрешение (до уровня вида или рода).

На рис. 2 показано положение полученных ЦСК для перечисленных палеофлор. Как можно видеть, эти ЦСК образуют несколько более или менее тесных групп. Группа I (ИФ 2, 6 и 7) находится к З от юго-западной оконечности оз. Байкал. Территория, на которой в настоящее время совместно обитает большинство видов ИФ 2, находится на южном макросклоне Восточных Саян, в верховьях бассейна р. Оки. ЦСК 2 характеризуется холодным климатом горных тундр с $T_{янв}$ –

21...–22°С и $T_{июля}$ 8–10°С. Среднегодовая сумма атмосферных осадков Р составляет 400–600 мм. ЦСК ИФ 6 и 7 расположены в пределах депрессии в среднем течении р. Иркут, на территории с холодным резко континентальным семиаридным климатом с $T_{янв}$ –22...–24°С, $T_{июля}$ ~16°С и $P_{год}$ 450–600 мм. Все ЦСК палеофлор первой группы находятся в зоне сплошного распространения многолетней мерзлоты.

Современные районы-аналоги для группы ИФ II (ИФ 8–10, 13, 18) сосредоточены в верховьях бассейна р. Енисей, в межгорных депрессиях ниже по течению и южнее места слияния рек Бий-Хем и Ка-Хем. Резко континентальный климат этого региона характеризуется экстремально низкой зимней температурой (средняя $T_{янв} = -32$°С) и сравнительно теплым летом ($T_{июля}$ = 18°С). Годовая амплитуда температуры близка к 50°С. При $T_{год} \leq -7$°С условия в этом регионе благоприятны для существования сплошной многолетней мерзлоты. $P_{год}$ близка к 400 мм.

Группа III районов-аналогов для ИФ 1, 3, 4, 11, 15 и 20 образует тесный кластер на Алтае, в районе оз. Телецкого и в среднем течении р. Бии (рис. 2). Часть этой территории, прилегающая к оз. Телецкому, характеризуется гумидным климатом с относительно мягкой зимой ($T_{янв}$ составляет –14...–19°С) и прохладным летом ($T_{июля}$ – 11–14°С). $P_{год}$ в этой части территории довольно большая (700–1000 мм), что существенно выше современного количества осадков в местах происхождения соответствующих ИФ. Такое большое количество осадков в пределах ЦСК ИФ 11 и 15 связано с влиянием горного рельефа (с экспозицией склонов), но поскольку все исследованные ИФ происходят с равнинной территории, считаем правомерным в этих конкретных случаях использовать минимальные оценки $P_{год}$ в пределах ЦСК как наиболее вероятные реконструкции. Часть территории, занятой группой III, к Ю от оз. Телецкого и выше по течению р. Бии характеризуется более континентальным и менее влажным климатом с $P_{год}$ 450–600 мм. $T_{янв}$ здесь составляет –16...–18°С, $T_{июля}$ 15–16°С. Группа III районов-аналогов находится в области прерывистого распространения многолетней мерзлоты.

Группа IV включает в себя районы-аналоги для ИФ 14 и 19 в средней части бассейна р. Катуни и ЦСК ИФ 5, расположенный ниже слияния рек Бии и Катуни. Основные климатические характеристики для этой группы ЦСК описаны выше на примере ИФ 19. В целом, современный климат этой территории, лежащей в пределах сплошного распространения многолетней мерзлоты, холодный континентальный ($T_{янв}$ –17...–21°С, $T_{июля}$ 16–19°С, годовая амплитуда температуры 35–40°С). $P_{год}$ в разных частях территории составляет от 300 до 600 мм.

ЦСК для ИФ 12, 16, 17, 21 и 22 образуют группу V в западных предгорьях Южного Урала, от верховий бассейна р. Уфы на С до бассейна р. Белой на Ю. Этот регион характеризуется сравнительно мягкими, умеренно континентальными климатическими условиями: $T_{янв}$ –15...–16°С, $T_{июля}$ 17–19°С, $T_{год}$ близка к 0°С, а годовая амплитуда температуры не превышает 34°С. $P_{год}$ составляет 500–700 мм.

Поскольку местонахождения всех ИФ эпохи последнего оледенения, использованных для реконструкций, – в пределах зоны восточноевропейских смешанных хвойно-широколиственных лесов, то сосредоточение ЦСК в предгорьях и межгорных котловинах на Ю Сибири и в Предбайкалье указывает на глубокие различия между современными (межледниковыми) и реконструированными (ледниковыми в широком смысле) ландшафтно-климатическими условиями. Полученные основные климатические показатели по районам-аналогам для ИФ теплых (интерстадиальных) фаз позднеледниковья и раннего голоцена, расположенным на западном макросклоне Южного Урала, несколько ближе к современным условиям в местах происхождения изученных флор.

Изменения климата в центральной части Восточно-Европейской равнины в позднем пленигляциале, позднеледниковье и раннем голоцене

В целом изменения географического положения ЦСК палеофлор и климатических показателей в их пределах отражают сложную последовательность климатических изменений, происходивших в центральном регионе Восточно-Европейской равнины после максимума последнего оледенения (рис. 3). Для удобства обсуждения климатических фаз, реконструированных по ИФ известного возраста, автор провел их приблизительную корреляцию с европейской климатостратиграфической шкалой, основанной на палеоботанических и геохронологических данных, и с гренландской кислородно-изотопной кривой [25]. Во избежание сложностей, связанных с различиями современных климатических условий в местах, откуда получены данные о составе ИФ, реконструированные основные климатические показатели изображены на рис. 3 в отклонениях от современных значений.

Максимальная стадия последнего оледенения характеризовалась наиболее холодным летом за весь период, охваченный настоящими реконструкциями, при $T_{июля}$ на 7–9°С ниже современной. $T_{янв}$ в этот период была на 13–14°С ниже современной. $T_{год}$ составляла ~ –6°С, что созда-

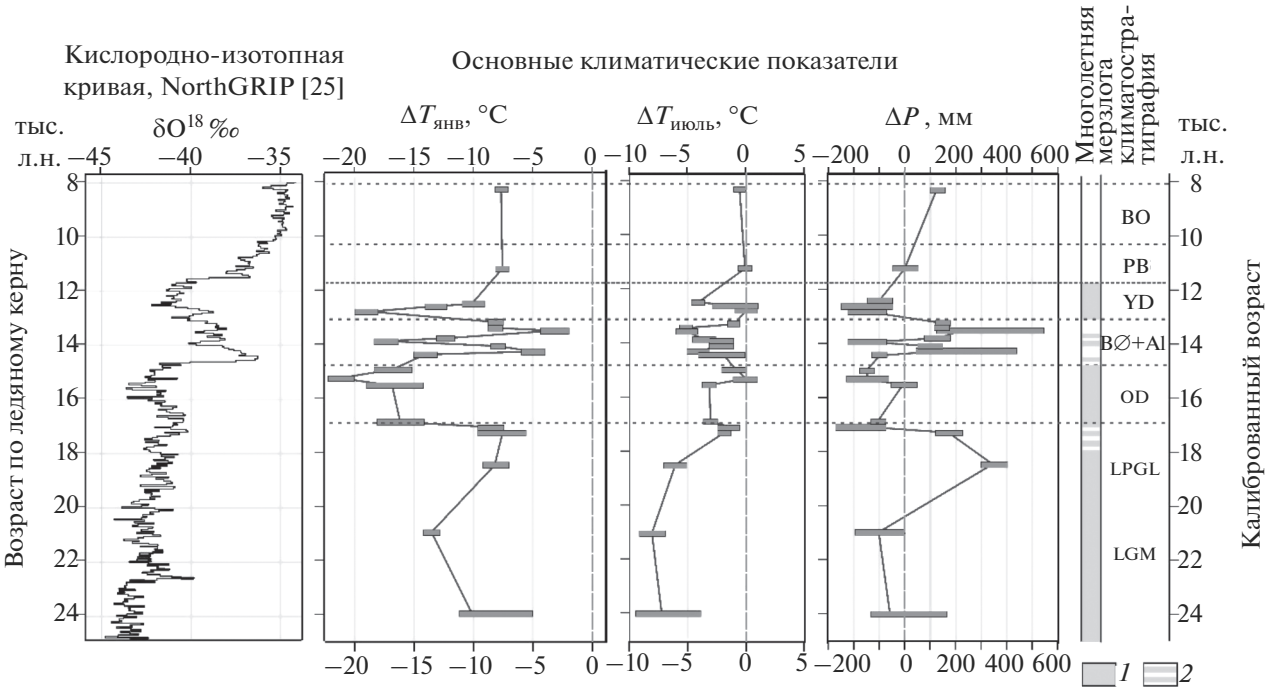

Рис. 3. Основные климатические показатели (в отклонениях от современных значений), реконструированные по современным условиям в районах-аналогах для изученных палеофлор. Распространение многолетней мерзлоты: *1* – сплошное, *2* – прерывистое и островное. Климатостратиграфические подразделения: LGM – максимум последнего оледенения, LPGL – поздний пленигляциал, OD – ранний дриас, BØ + AL – бёллинг + аллерёд, YD – поздний дриас, PB – пребореал, BO – бореал.

вало условия для сплошного распространения многолетнемерзлых пород. Климат в центральном регионе Восточно-Европейской равнины был умеренно континентальный, годовая амплитуда температуры лишь немного превосходила современную. В начале максимальной фазы последнего оледенения $P_{год}$ также была близка к современной. В позднем пленигляциале количество осадков резко возросло: отклонения $P_{год}$ от современного уровня составили 300–400 мм.

Первоначально рост атмосферных осадков происходил на фоне небольшого потепления. Принимая во внимание низкие значения температуры, реконструированные для этого времени, можно предположить, что значительная часть осадков выпадала в виде снега в зимний период. Господство континентального климата с годовой амплитудой температуры ~30°C при сплошном распространении многолетней мерзлоты и дружном снеготаянии могло приводить к существенному увеличению расходов и стока во время половодья, чем может объясняться формирование крупных меандрирующих русел в центральном регионе Восточно-Европейской равнины в этот период [15, 20, 29, 30]. Характерный “степной” облик пыльцевых спектров того же возраста с обилием пыльцы полыней и маревых может объясняться, с одной стороны, поверхностным просыханием сезонно-талого слоя при относительно теплых и сухих условиях летнего сезона, с другой стороны – широким развитием эрозионных процессов, связанным с неравномерностью выпадения осадков [1].

17 тыс. л. н. потепление усилилось, так что температура теплого сезона приблизилась к современной, а $T_{год}$ впервые после максимума оледенения достигла 0°C, что должно было вызвать частичную деградацию многолетней мерзлоты в центральном регионе Восточно-Европейской равнины. Это относительно кратковременное потепление сменилось новым похолоданием, проявившимся главным образом в снижении зимней температуры (отклонение $T_{янв}$ от современных значений составило −14...−18°), в увеличении континентальности климата и уменьшении количества атмосферных осадков по сравнению с современным. Эти изменения соответствовали началу первой холодной стадии позднеледниковья – раннему дриасу. В течение раннего дриаса происходило дальнейшее усиление континентальности климата, главным образом за счет снижения зимней температуры ($\Delta T_{янв}$ достигало −20...−22°, а годовая амплитуда температуры приближалась к 50°C). $P_{год}$ была ниже современной на 100–200 мм. Описанная климатическая обстановка была благоприятной для развития

сплошной многолетней мерзлоты в районе исследований.

Новое значительное потепление соответствует интерстадиалам бёллинг и аллерёд, разделенным кратковременным похолоданием среднего дриаса. Это потепление наиболее ярко проявилось в росте зимней температуры: $T_{янв}$ повысилась от минимума в раннем дриасе до максимума в бёллинге на >15°С. Изменение летней температуры было менее значительным: в течение раннего дриаса и интерстадиалов бёллинг и аллерёд $T_{июля}$ была близка к современной или ниже современной на ≤5°С. Тем не менее уже в оптимальную фазу интерстадиала бёллинг $T_{год}$ достигла положительных значений (до +2°С), что должно было вызвать деградацию сплошной многолетней мерзлоты, свойственной раннему дриасу, приведя к прерывистому, а затем и островному распространению многолетнемерзлых пород. В бёллинге–аллерёде произошло значительное ослабление континентальности климата: годовая амплитуда температуры приблизилась к современной. При относительно мягких климатических условиях увеличивалось увлажнение: $P_{год}$ была на 100–200 мм выше современной.

В это время в центральной части Восточно-Европейской равнины происходило быстрое распространение лесной растительности, которая оказывала стабилизирующее влияние на внутригодовое распределение стока. В связи с этим повышение количества осадков в бёллинге–аллерёде не получило столь яркого выражения во флювиальном палеорельефе, как на упомянутом выше этапе высокой водности рек в конце позднего пленигляциала. Стадия среднего дриаса выразилась в кратковременном похолодании, несколько уступавшем раннему дриасу (рис. 3).

Заключительная холодная стадия позднеледниковья (поздний дриас) отмечена в начале резким понижением $T_{янв}$, а затем, в меньшей степени, – также $T_{июля}$, что выразилось в снижении $T_{год}$ до −6°С. Похолодание в позднем дриасе вновь создало благоприятные условия для развития многолетней мерзлоты на Восточно-Европейской равнине. $P_{год}$ в это время была на 100–200 мм меньше современной.

Граница между позднеледниковьем и голоценом отмечена переходом от холодного резко континентального климата позднего дриаса к теплому умеренно-континентальному межледниковому климату. В пребореале и бореале $T_{июля}$ была близкой к современной, тогда как $T_{янв}$ все еще оставалась ниже современной на 7–8°С. Установление положительной среднегодовой температуры воздуха привело к полной деградации многолетней мерзлоты в центральном регионе Восточно-Европейской равнины. $P_{год}$ достигла современного уровня в пребореале, а затем несколько превысила его.

ВЫВОДЫ

Применение палеофлористического метода дает возможность осуществить реконструкции основных климатических показателей для таких интервалов времени в прошлом, когда на Восточно-Европейской равнине существовала растительность, не имеющая прямых и полных аналогов в современном растительном покрове. Анализ современного географического распространения видов для серии датированных ИФ позволил определить положение их ближайших флористических районов-аналогов и с учетом современных климатических условий в их пределах проследить последовательность изменений климата в центральном регионе Восточно-Европейской равнины начиная с максимальной фазы последнего оледенения и заканчивая ранним голоценом.

Максимальная стадия последнего оледенения характеризовалась наиболее холодным летним сезоном за весь период, охваченный реконструкциями: $T_{июля}$ была ниже современной на 7–9°С. Континентальность климата в это время была существенно больше современной, однако при этом она значительно уступала последующим холодным стадиям позднеледниковья – раннему, среднему и позднему дриасу. $T_{янв}$ в максимум последнего оледенения была на 13–14°С ниже современной, $T_{год}$ составляла −6°С, что создавало условия для сплошного распространения многолетней мерзлоты. Первое значительное потепление произошло в конце позднего пленигляциала, 17–18 тыс. л. н. Одновременное повышение зимней и летней температуры привело к повышению $T_{год}$ до 0°С, что должно было отразиться на нарушении сплошного распространения многолетнемерзлых пород.

Наиболее резкие, контрастные и высокоамплитудные колебания климата реконструированы для позднеледниковья, причем диапазон изменений зимних значений температуры в этот период был значительно бóльшим, чем летних: изменения $T_{янв}$ за рассмотренный период составили ~20°С, $T_{июля}$ ≤10°С. На этом переходном этапе ледниково-межледникового макроцикла ярко проявились интерстадиалы бёллинг и аллерёд. Во время этих потеплений $T_{год}$ достигала положительных значений (1–2°С), что должно было приводить к переходу от сплошного распространения многолетней мерзлоты к островному, а возможно и к полной ее деградации. Перепады $T_{год}$ между последовательными холодными и теплыми фазами позднеледниковья составляли 7–10°С. Столь же значительным было и потепление при переходе от позднего дриаса к пребореалу (голоцену),

которое привело к полной деградации многолетней мерзлоты на Восточно-Европейской равнине после ее кратковременного распространения в позднем дриасе. Восстановленная последовательность изменений температуры в целом хорошо соответствует как кислородно-изотопной кривой по гренландскому ледниковому керну, так и основным подразделениям европейской климатостратиграфической шкалы, полученным по палеоботаническим данным.

В постмаксимальный этап эпохи последнего оледенения выделяются два интервала повышения атмосферных осадков: первый – в позднем пленигляциале, 17–19 тыс. л. н.; второй, менее продолжительный и разделенный более сухой фазой среднего дриаса, – в бёллинге–аллерёде, 13–14.5 тыс. л. н. Второй, позднеледниковый этап повышения $P_{год}$ пришелся на значительное потепление, сопровождаемое деградацией многолетней мерзлоты. В раннем голоцене $P_{год}$ была близкой к современной и более стабильной, чем в позднеледниковье.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Борисова О.К.* Палеогеографические реконструкции для зоны перигляциальных лесостепей Восточной Европы в позднем дриасе // Короткопериодные и резкие ландшафтно-климатические изменения за последние 15000 лет. М.: ИГ РАН, 1994. С. 125–149.
2. *Борисова О.К., Новенко Е.Ю.* Среда обитания позднепалеолитического человека на стоянке Юдиново (по палинологическим данным) // Актуальные проблемы палинологии на рубеже третьего тысячелетия. М.: ИГиРГИ, 1999. С. 54–60.
3. *Букреева Г.Ф., Вотах М.Р., Бишаев А.А.* Методика определения палеоклимата по информативным системам признаков спорово-пыльцевых спектров // Геология и геофизика. 1984. № 6. С. 16–28.
4. *Величкевич Ф.Ю.* Плейстоценовые флоры ледниковых областей Восточно-Европейской равнины. Минск: Наука и техника, 1986. 496 с.
5. *Величко А.А., Кременецкий К.В., Негенданк Й. и др.* Позднечетвертичная история растительности Костромского Заволжья по данным палинологического изучения донных осадков Галичского озера // Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода. 2001. № 64. С. 5–20.
6. *Горчаковский П.Л., Никонова Н.Н., Фамелис Т.В., Шарафутдинов М.И.* Карта растительности – 1 : 3750000 // Атлас Свердловской области. Екатеринбург: Уральская картогр. фабрика, 2003. С. 9.
7. *Гричук В.П.* Гляциальные флоры и их классификация // Последний ледниковый покров на северо-западе Европейской части СССР. М.: Наука, 1969. С. 57–70.
8. *Гричук В.П.* Растительность Европы в позднем плейстоцене // Палеогеография Европы за последние сто тысяч лет (Атлас-монография). М.: Наука, 1982. С. 92–109.
9. *Гричук В.П.* Реконструкция скалярных климатических показателей по флористическим материалам и оценка ее точности // Методы реконструкций палеоклиматов. М.: Наука, 1985. С. 20–28.
10. *Климанов В.А.* К методике восстановления количественных характеристик климата прошлого // Вестн. МГУ. Сер. 5, География. 1976. № 2. С. 92–98.
11. *Климанов В.А.* Связь субфоссильных спорово-пыльцевых спектров с современными климатическими условиями // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1981. № 5. С. 101–114.
12. *Коропачинский И.Ю.* Дендрофлора Алтайско-Саянской горной области. Новосибирск: Наука, 1976. 291 с.
13. *Куминова А.В.* Растительный покров Алтая. Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1960. 450 с.
14. *Санько А.Ф.* Неоплейстоцен северо-восточной Белоруссии и смежных районов РСФСР. Минск: Наука и техника, 1987. 178 с.
15. *Сидорчук А.Ю., Панин А.В., Борисова О.К.* Климатически обусловленные изменения речного стока на равнинах северной Евразии в позднеледниковье и голоцене // Вод. ресурсы. 2008. Т. 35. № 4. С. 406–416.
16. *Соколов С.Я., Связева О.А., Кубли В.А.* Ареалы деревьев и кустарников СССР. Т. I. Л.: Наука, 1977. 164 с.
17. Флора Сибири / Под ред. *И.М. Красноборова, Л.И. Малышева, Г.А. Пешкова и др.* Новосибирск: Наука, 1988–2003. Т. 1–14.
18. *Bartlein P.J., Prentice I.C., Webb III T.* Climatic response surfaces from pollen data for some eastern North American taxa // J. Biogeogr. 1986. V. 13. P. 35–57.
19. *Bartlein P.J., Webb III T.* Mean July temperature at 6000 yr BP in eastern North America; Regression equations for estimates from fossil-pollen data // Syllogeous. 1985. V. 55. P. 301–342.
20. *Borisova O.K., Sidorchuk A.Yu., Panin A.V.* Palaeohydrology of the Seim River basin, Mid-Russian Upland, based on palaeochannel morphology and palynological data // Catena. 2006. V. 66. P. 53–73.
21. *Cheddadi R., Mamakowa K., Guiot J. et al.* Was the climate of the Eemian stable? A quantitative climate reconstruction from seven European pollen records // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 1998. V. 143. P. 73–85.
22. *Davis B.A.S., Chevalier M., Sommer P. et al.* The Eurasian Modern Pollen Database (EMPD). Vers. 2 // Earth Syst. Sci. Data. 2020. V. 12. P. 2423–2445.
23. *Guiot J., Pons A., de Beaulieu J.-L., Reille M.* A 140,000 year climatic reconstruction from two European records // Nature. 1989. V. 338. P. 309–313.
24. *Huntley B., Prentice I.C.* July temperatures in Europe from pollen data, 6000 years before present // Sci. 1988. V. 241. P. 687–690.
25. NorthGRIP Members. High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the Last Interglacial period // Nature. 2004. V. 431. P. 147–151.
26. *Overpeck J.T., Webb III T., Prentice I.C.* Quantitative interpretation of fossil pollen spectra: Dissimilarity co-

efficients and the method of modern analogs // Quaternary Res. 1985. V. 23. P. 87–108.

27. *Panin A., Borisova O., Konstantinov E. et al.* The Late Quaternary evolution of the upper reaches of fluvial systems in the southern East European Plain // Quaternary. 2020. V. 3 (4). P. 31.

28. *Prentice I.C., Bartlein P.J., Webb III T.* Vegetation and climate change in eastern North America since the Last Glacial Maximum // Ecol. 1991. V. 72. P. 2038–2056.

29. *Sidorchuk A.Yu., Borisova O.K.* Method of paleogeographical analogs in paleohydrological reconstructions // Quaternary Int. 2000. V. 72. № 1. P. 95–106.

30. *Sidorchuk A.Yu., Panin A.V., Borisova O.K.* Morphology of river channels and surface runoff in the Volga River basin (East European Plain) during the Late Glacial period // Geomorphol. 2009. V. 113. P. 137–157.

31. *Szafer W.* Flora pliocenska z Kroscienka nad Dunajcem (The Pliocene flora of Kroscienko on Dunajec River) // Rozprawy Wydzialu matemat.-przyrodn. Krakow: Polska Akad. Umiejet, 1946–1947. V. 72. B. 1. 162 p.; B. 2. 213 p. (in Polish).

32. *Zelikson E.M.* On the palynological characteristic of Late Valdai loesses in the centre of Russian Plain // Annales Univ. M. Curie-Skłodowska. 1986. Sect. B. V. XLI (8). P. 137–148.