

УДК 551.

## ЛАНДШАФТНО-КЛИМАТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ В ГОЛОЦЕНЕ

© 2014 г. О.К. Борисова

*Институт географии РАН*

Поступила в редакцию 04.06.2012 г.

В статье приведён обзор современных исследований по ландшафтно-климатическим и палеоэкологическим реконструкциям ключевых этапов голоцена. Обсуждается их синхронность и асинхронность в Южном и Северном полушариях и на разных материках. Показано, что некоторые “климатические события” голоцена невозможно объяснить только внешними воздействиями на планету (например, изменениями инсоляции). На их проявление влияли такие внутренние механизмы функционирования климатической системы Земли, как североатлантическая осцилляция, Эль-Ниньо – южная осцилляция, а также периодические крупные извержения вулканов, сброс в океан холодных талых вод приледниковых водоёмов Северной Америки и др. Описанные закономерности прошлых климатических изменений актуальны для выявления факторов, влияющих на современный климат и для его прогнозирования.

**Введение.** Анализ изменений климата и ландшафтов, происходивших на протяжении голоцена, изучение периодичности и пространственных закономерностей в проявлении этих изменений имеют большое значение для разработки прогнозных построений. Такие исследования особенно актуальны в условиях современного потепления, связанного с повышением содержания парниковых газов в атмосфере. По данным инструментальных наблюдений установлено, что в течение XX в. происходило повышение среднеглобальной температуры в приземном слое атмосферы, осложненное короткопериодными колебаниями, причем за последние 40–50 лет скорость этого потепления резко возросла. По сравнению с концом XIX века среднеглобальная температура к 2005 г. повысилась на 0.75 °C [75]. Это означает, что современный термический уровень вплотную приблизился к высшему уровню теплообеспеченности голоцена (так называемому климатическому оптимуму) [4, 12, 23, 42].

Интерес к палеоклиматическим исследованиям связан также с тем, что настоящее время относится к заключительному этапу межледникового, за которым закономерно следует новая ледниковая эпоха [9, 10, 33]. Это подтверждается оценками продолжительности предшествующих межледниковых эпох, основанными на изучении озерных отложений с годичной слоистостью [89, 110], ледниковых кернов и глубоководных океанических

колонок ([26, 73] и мн. др.). Многочисленные палеогеографические реконструкции показывают, что климатический оптимум голоцена пройден более 5 тыс. л. н. Таким образом, на современном этапе естественный тренд климатических изменений направлен к похолоданию ([11] и др.), тогда как антропогенный тренд – к потеплению.

**Голоцен как межледниковье.** В ряду направленно-ритмических изменений климата голоцен выступает как типичная межледниковая эпоха. Строение ландшафтной оболочки Земли в голоцене подчиняется закону широтной зональности, что характерно для межледниковых эпох вообще, в противоположность развитию гиперзональности в ледниковые эпохи [9]. Сравнение с предшествующими межледниковыми эпохами позволяет считать голоцен относительно прохладным межледниковьем. Количественные палеоклиматические реконструкции, проведенные по данным комплексных исследований глубоководных морских осадков и континентальных отложений разного генезиса, включая ледниковые керны из Антарктиды, показали, что в большинстве регионов Земли (по крайней мере во внетропических областях обоих полушарий) голоцен характеризовался наименьшей теплообеспеченностью из четырех последних межледниковий (см., например, [5, 14, 26, 108]).

**Основные этапы и методы исследований ландшафтно-климатических изменений в го-**

Таблица

| Периоды     | Возраст ( $^{14}\text{C}$ ) | Климат    |                     |
|-------------|-----------------------------|-----------|---------------------|
|             |                             | влажность | теплообеспеченность |
| Субатлантик | 0–2500                      | Влажно    | Прохладно           |
| Суббореал   | 2500–5000                   | Сухо      | Тепло               |
| Атлантик    | 5000–8000                   | Влажно    | Наиболее тепло      |
| Бореал      | 8000–10000                  | Сухо      | Тепло               |

**лоцено.** Изучение голоцена тесно связано с палеоботаническими исследованиями. Первая климатостратиграфическая шкала для голоцена была разработана в процессе изучения торфяных болот в Скандинавии. В 1876 г. А. Блитт (Норвегия) объяснил возникновение окисленных горизонтов торфа с пнями сосны этапами пересыхания болот, вызванного изменениями климата, и назвал период голоцена с более сухими и континентальными условиями бореальным, а период с более влажными океаническими условиями – атлантическим. В 1908 г. Р. Сернандер (Швеция) в дополнение к изменениям увлажнения в голоцене включил в рассмотрение колебания теплообеспеченности. Хронологическая основа для расчленения голоцена впервые была создана Г. Де Геером на основе варвометрических исследований озерных отложений в Швеции. При этом нижняя граница голоцена проводилась по времени распада Скандинавского ледника на две части (около 8.7 тыс. календ. л. н.). Сейчас эта граница проводится в начале резкого потепления, около 10.3 тыс.  $^{14}\text{C}$  л. н., что соответствует 11.5 тыс. календ. л. н. Схема Блитта-Сернандера была уточнена в 1940–1950 гг. благодаря палинологическим исследованиям Л. Фон Поста, Дж. Йессена, Дж. Иверсена и др. (табл. 1).

Первыми крупными обобщениями, посвященными реконструкции истории лесов и изменений палеогеографических условий в голоцене по данным пыльцевого анализа, стали монографии Ф. Фирбаса по территории Средней Европы к северу от Альп [62] и М.И. Нейштадта по лесной зоне СССР [30]. В 1960–1970-х годах палинологические исследования отложений голоцена были проведены в южных районах Восточно-Европейской равнины, в Сибири, на Северо-Востоке и на Дальнем Востоке СССР. Схема подразделения голоцена Блитта-Сернандера получила дальнейшее развитие в монографии Н.А. Хотинского “Голоцен Северной Евразии” [33]. Опираясь на радиоуглеродные датировки, он провел трансконтинентальную корреляцию отложений голоцена

и проанализировал региональные особенности изменений растительности и климата на протяжении современного межледникового по палинологическим данным. Позднее пыльцевой анализ занял ведущие позиции в исследованиях голоцена также на юге Западной Европы, на Ближнем Востоке, на территории США и Канады, в Индии, Китае и Японии. Наконец, были получены палинологические данные по отложениям из Южной Америки, Африки, Австралии и других регионов Южного полушария. Пыльцевой анализ по сей день остается одним из ведущих инструментов палеогеографических исследований голоцена.

Широкое внедрение в практику радиоуглеродного метода датирования органических остатков позволило определить возраст основных климатических событий и рубежей голоцена и провести пространственные реконструкции для ключевых промежутков времени (“хроносрезов”) для обширных территорий, вплоть до глобального масштаба. Дальнейшее развитие радиоуглеродного датирования за последние десятилетия, и прежде всего использование ускорителя в комплексе с масс-спектрометром (так называемый AMS-метод), еще более расширило возможности метода и позволило существенно уточнить хронологию событий в голоцене. Этот метод может быть использован для таких отложений и регионов, где применение “традиционного” радиоуглеродного анализа было невозможно из-за низких содержаний органических веществ.

Помимо радиоуглеродного анализа для создания шкалы времени при палеогеографических реконструкциях голоцена применяются подсчеты годичных слоев льда и озерных отложений (варвометрический метод), измерение накопления космогенных изотопов, тефрохронология, дендрохронология и лихенометрия, анализ археологических и исторических данных. Для корректного сопоставления результатов датирования, полученных при помощи радиоуглеродного метода, и хронологий в календарных (астрономических) годах, построенных при помощи названных методов, необходима калибровка радиоуглеродных датировок, то есть введение поправок на изменения содержания изотопа  $^{14}\text{C}$  в атмосфере во времени (см., например, [95]).

Современный этап исследований голоцена характеризуется возрастанием интереса к количественным реконструкциям климата, повышением их точности и разрешения по времени. Совершенствуются методы реконструкций по палинологическим данным, расширяется набор индикаторов палеоклимата. На передний план

выдвигаются комплексные исследования и сравнительный анализ реконструкций, полученных независимыми методами. В континентальных условиях детальному изучению подвергаются вещественный и изотопный состав отложений, свойства палеопочв, поверхность песчаных кварцевых зерен и др. Широкое применение находят палеофаунистические данные: териологические, энтомологические (особенно по жесткокрылым), акарологические и многие другие. При исследованиях морских и озерных отложений палеоклиматическую информацию позволяют извлечь изменения в составе различных групп водных организмов (диатомеи, фораминиферы, остракоды и др.), а также в изотопном составе панцирей фораминифер, раковин моллюсков и т.п.

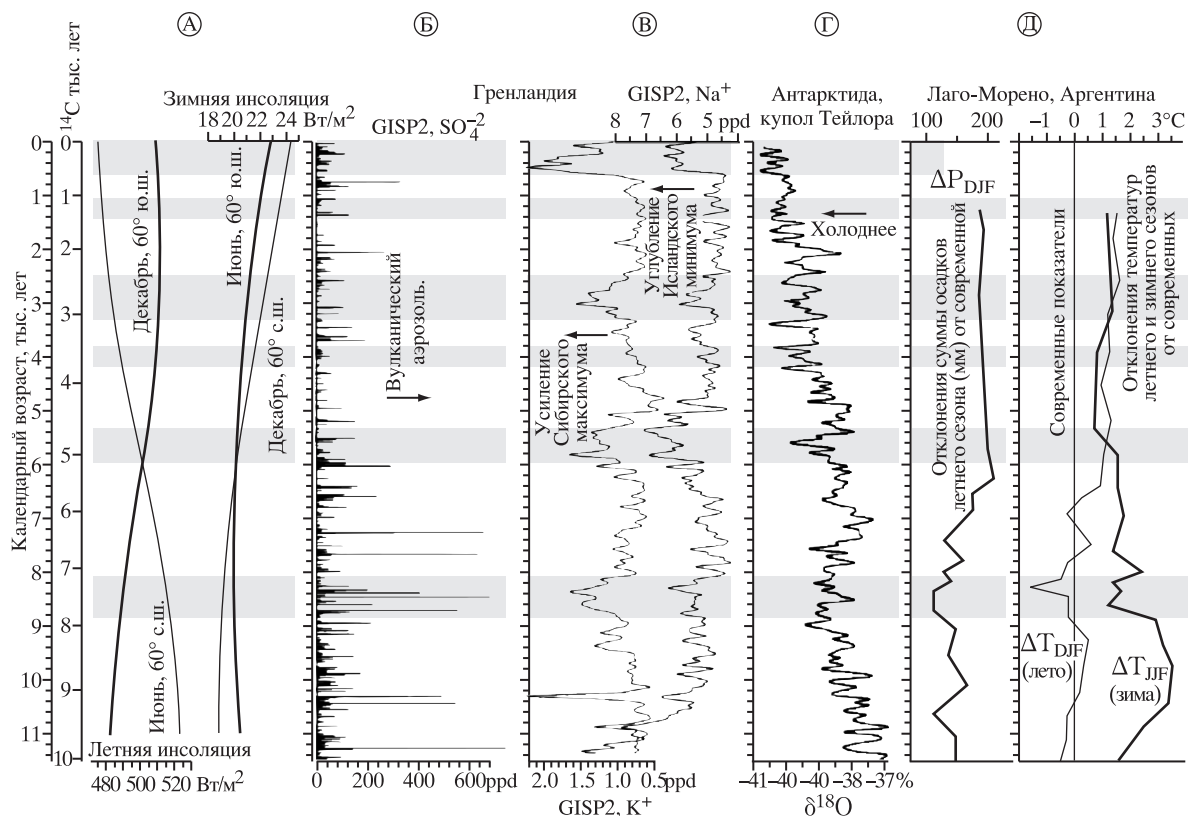
Информацию об изменениях теплообеспеченности и водного баланса на региональном уровне несут колебания уровней бессточных озер, изменения в морфологии меандрирующих речных русел, колебания горных ледников и др. Ценными палеоклиматическими “архивами” являются льды горных и покровных ледников. Помимо разнообразных высокоточных анализов состава льда и включений во лед ледяные керны позволяют получить шкалу времени с высоким (для голоцена нередко годичным) разрешением. В связи с этим результаты исследований ледяных кернов из Гренландии и Антарктиды широко используются как основа при межрегиональной корреляции реконструкций.

Объем палеогеографических данных по голоцену продолжает возрастать. С обилием и многообразием этих данных связаны определенные сложности их обобщения, поэтому возникает необходимость создания крупных международных междисциплинарных проектов, таких как COHMAP (COoperative Holocene MAPping project), CLIMANZ (palaeoCLimate Mapping of Australia and New Zealand), проект PAGES (Past Global Changes) и организованные под его эгидой проекты палеогеографических исследований по трем трансектам “Полюс-Экватор-Полюс”, проходящим через все материки (PER I, II и III), HOLIVAR (HOlocene CLimate VARIability) и др. Задачи этих проектов заключались не только в выявлении пространственно-временных закономерностей ландшафтно-климатических изменений на протяжении голоцена, но и в исследовании их причин и механизмов. Важную роль в таких исследованиях играет моделирование общей циркуляции атмосферы и океана, позволяющее оценить вклад различных климатообразующих факторов и их взаимодействия в изменения климата на протяжении голоцена ([49, 50, 98] и др.).

За последнее десятилетие сравнительный анализ разнообразных палеогеографических данных для всего голоцена или для значительной его части на макрорегиональном и глобальном уровнях был проведен в ряде публикаций ([32, 49, 50, 79, 83, 106] и др.). При этих исследованиях предпочтение отдавалось наиболее длинным и непрерывным сериям данных с наиболее высоким разрешением по времени.

**Изменения климата и ландшафтов на протяжении голоцена.** Несмотря на относительно небольшую продолжительность голоцена (~10.3 тыс. лет по радиоуглеродной шкале, или ~11.5 тыс. календарных лет), на протяжении этого межледникового произошли значительные изменения климата и перестройки ландшафтов. На рубеже позднеледникового и голоцена во всех широтных поясах обоих полушарий Земли развивалось быстрое потепление (рисунок). Данные по вертикальному приросту кораллов показывают, что подъем уровня Мирового океана, обусловленный таянием ледниковых покровов, продолжался с переменной скоростью приблизительно до 6 тыс.  $^{14}\text{C}$  л. н. (~7 тыс. календ. л. н.) [109]. Раннему голоцену (11.5–8 тыс. календ. л. н.) соответствует замедление подъема уровня моря, которое отражает сокращение поступления талых вод из Антарктиды и с Лаврентийского ледникового щита на заключительных этапах его деградации [72]. И.И. Борзенковой и В.А. Зубаковым по палинологическим данным была построена обобщенная кривая изменений средней температуры июля ( $T_{\text{июля}}$ ) на протяжении голоцена для территории Европы в широтном поясе 60–75° с. ш. [3]. Ее сопоставление с температурной кривой, полученной Н.-А. Мёрнером по изменениям изотопного состава озерных карбонатов в южной Швеции, около 56° с. ш. [87], и с реконструкцией палеотемператур в восточной части Средиземного моря [90], демонстрирует приблизительную синхронность наиболее значительных потеплений и похолоданий в разных регионах и широтных поясах Европы в голоцене.

На основе реконструкций по палинологическим данным Н.А. Хотинский [34] выделил на территории Северной Евразии три термических максимума голоцена: бореальный (8.9–8.3 тыс.  $^{14}\text{C}$  л. н.), атлантический (6–4.7 тыс.  $^{14}\text{C}$  л. н.) и суббореальный (4.2–3.2 тыс.  $^{14}\text{C}$  л. н.). Бореальный максимум наиболее ярко проявился в Сибири и на Дальнем Востоке, атлантический и суббореальный – на Русской равнине. Несмотря на эти региональные различия, Н.А. Хотинский пришел к выводу, что термические изменения в голоцене на всей территории Северной Евразии



**Рис. 1.** Основные ландшафтно-климатические изменения на протяжении голоцена (по результатам комплексных исследований ледяных кернов, озерных, болотных и др. отложений).

Условные обозначения:

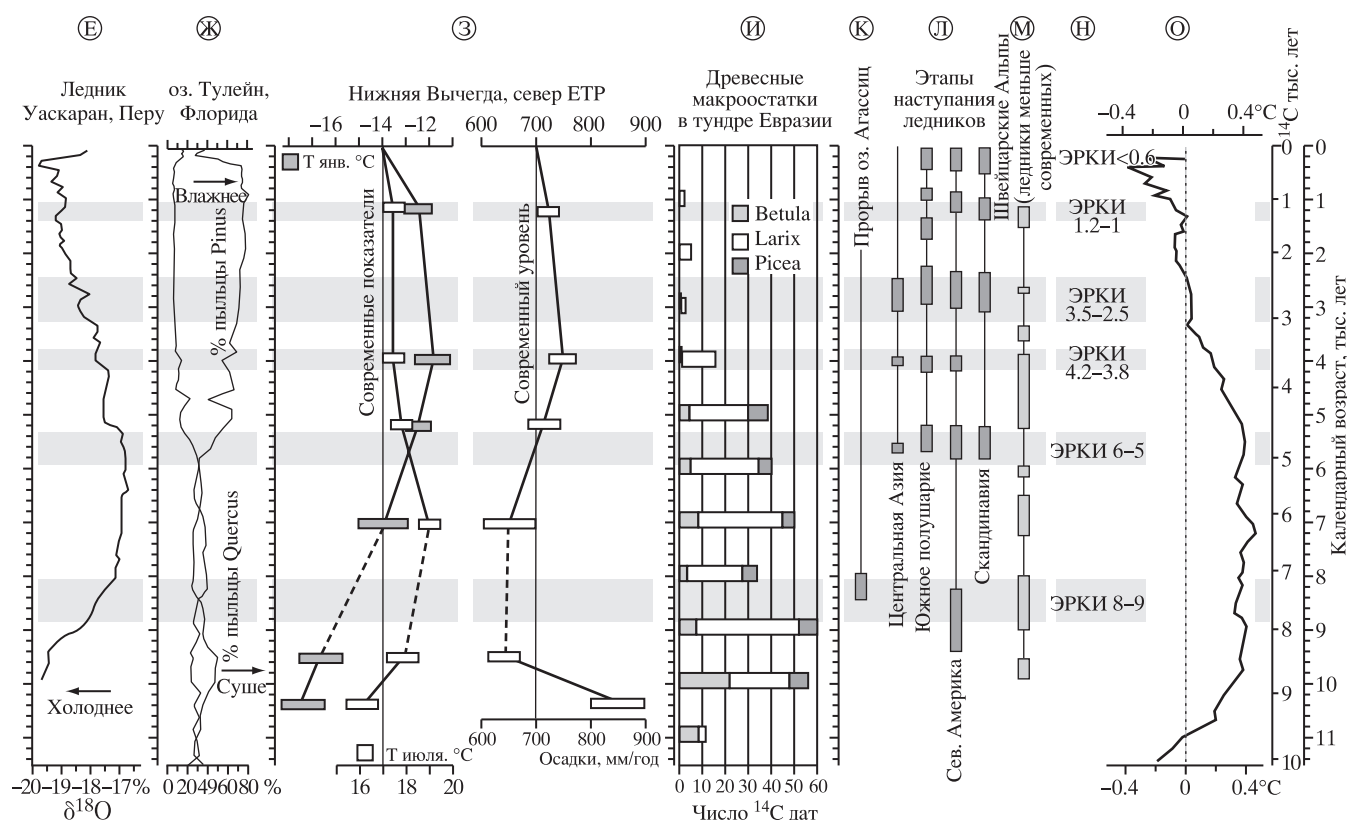
- а) Зимняя и летняя инсоляция на 60° с. ш. (тонкая линия) и 60° ю. ш. (толстая линия) [44];
- б) Содержания ионов  $\text{SO}_4^{2-}$  во льду по данным изучения керна GISP2, Гренландия [111] – показатель изменений содержания вулканического аэрозоля в атмосфере;
- в) Содержания катионов, установленные по керну GISP2:  $\text{K}^+$  – отражает изменения интенсивности Сибирского антициклона,  $\text{Na}^+$  – отражает изменения глубины Исландского минимума [83];
- г) Колебания  $\delta^{18}\text{O}$  в ледяном керне, купол Тейлора, Антарктида [99];
- д) Изменения суммы осадков летнего сезона (декабрь, январь, февраль –  $P_{\text{DJF}}$ ) средних температур летнего ( $T_{\text{DJF}}$ ) и зимнего (июнь, июль, август –  $T_{\text{JJA}}$ ) сезонов, реконструированные на основе палинологических данных по разрезу Лаго-Морено (41°03' ю. ш., 71°31' з. д.) [82];
- е) Кислородно-изотопная кривая по керну ледника Уаскаран, 9°07' ю. ш., 77°37' з. д., 6048 м над ур. моря (Перу) [102];
- жс) Содержания пыльцы (%) сосны (*Pinus*) и дуба (*Quercus*) в отложениях оз. Тулейн, Флорида, 27°35' с. ш., 81°30' з. д. [66];

были однонаправленными и более или менее синхронными, хотя и разномасштабными. При этом “только позднеатлантическая фаза, отмеченная оптимальным соотношением теплообеспеченности и увлажненности, ... может рассматриваться как климатический оптимум голоцена всей Северной Евразии” (там же, с. 147).

Согласно реконструкции И.И. Борзенковой [3], во внеледниковых районах Северного полушария наиболее значительные потепления соответствовали раннему бореалу (9.0–8.6 тыс.  $^{14}\text{C}$  л. н.), раннему и позднему атлантику (7.9–7.5 и 6.2–5.3 тыс.  $^{14}\text{C}$  л. н.). Последнему из этих потеплений отвечают наибольшее за весь голоцен повышение уровня океана (приблизительно на 2 м выше

современного [72]) и максимальное расширение зоны обитания кораллов в Тихом океане, которой соответствует температура поверхностного слоя воды не ниже 20.5 °C [101]. Именно это потепление (около 6–5.5 тыс.  $^{14}\text{C}$  л. н.) рассматривается как климатический оптимум голоцена в глобальном аспекте.

**Бореальное потепление.** В условиях быстрого потепления в начале голоцена в умеренных регионах происходило расселение древесных пород и формирование межледниковой зональной структуры ландшафтов. 9–8 тыс.  $^{14}\text{C}$  л. н. на территории Северной Евразии на месте обширной перигляциальной гиперзоны предшествующего ледниковья формировались зоны тундры, лесов и степей [35].



- з) Изменения средних температур наиболее холодного ( $T_{\text{январь}}$ ) и наиболее теплого ( $T_{\text{июль}}$ ) месяцев и годовой суммы осадков (Р), реконструированные при помощи палеофлористического метода по палинологическим данным по разрезу Байка (61°03' с. ш., 46°44' в. д.) [47];
- и) Распределение во времени радиоуглеродных датировок макроостатков древесных пород, обнаруженных в тундре на территории Евразии к северу от современной границы леса [77];
- к) Время прорыва озера Агассица в раннем голоцене [41];
- л) Основные эпизоды наступания горных ледников в Центральной Азии [69], в Южном полушарии, в Северной Америке и в Скандинавии [61];
- м) Периоды, когда ледники в Швейцарских Альпах были меньше современных (по результатам датирования пней деревьев, освобождающихся из-под льда) [71];
- н) Этапы резких климатических изменений (ЭРКИ) [83]; цифрами показан календарный возраст в тысячах лет;
- о) Отклонения средней глобальной среднегодовой температуры воздуха от уровня 1961–1990 гг. [79].

На большей части современной лесной зоны Восточно-Европейской равнины в бореальном периоде в условиях относительно сухого и прохладного континентального климата господствовали березовые и сосновые леса. В умеренных широтах Западной Европы бореальное потепление сопровождалось значительным иссушением: аномально низкие уровни озер в раннебореальное время реконструированы в центральной части Европы, на юге Швеции и в Финляндии [3]. По некоторым оценкам, приблизительно этому же времени соответствовала значительная регрессия Каспийского моря [8].

На севере Сибири в начале бореального периода голоцена происходило быстрое продви-

жение древесных пород в пределы современной зоны тундры (см., например, рисунок и). В этом регионе бореалу соответствует наиболее северное (до 76° с. ш.) распространение высокоствольной березы за весь голоцен [19, 20, 28]. Та часть п-ова Таймыр, где в настоящее время из древесных пород растут только кустарниковые ивы и карликовая березка, 9.2–8.8 тыс.  $^{14}\text{C}$  л. н. была занята лесотундрой с березой и кустарниковой ольхой.  $T_{\text{июль}}$  на Таймыре в бореальный период голоцена превышала современную на 3–4 °C, а годовая сумма осадков – на 100–150 мм [2]. При этом на большей части Западной Сибири климат в бореале был суше современного [33].

Бореальное потепление было весьма значительным и в высоких широтах Северной Америки. Так, на Аляске и в дельте р. Маккензи на территории современной лесотундры ~ 9 тыс.  $^{14}\text{C}$  л. н. распространялись еловые леса [94]. Летняя температура воздуха на Аляске и на севере Канады в этот период превышала современную на 3–4 °C [39]. В большинстве умеренных регионов Северной Америки наибольшее потепление реконструировано в интервале 9–7 тыс.  $^{14}\text{C}$  л. н. [67]. Повышение летней температуры привело к сокращению увлажнения, уменьшению роли лесов и экспансии прерий на севере Среднего Запада США. Сухой и теплый климат с летней температурой на 1–2 °C выше современной установился около 9 тыс.  $^{14}\text{C}$  л. н. на территории Новой Англии [59]. Ксеротермические условия реконструированы для этого времени также в притихоокеанском северо-западном регионе США [58]. Как палеогеографические данные, так и результаты численного моделирования указывают на значительное возрастание летних осадков в засушливом юго-западном регионе США в этот же период (так называемый “раннеголоценовый плювиал” – там же).

В тропических и субтропических широтах Африки, Индии и Австралии бореальному времени соответствует этап повышенного увлажнения с наиболее высокими за весь голоцен уровнями озер (оз. Чад, озера Рифтовой долины) и максимальными расходами рек Нигера и Сенегала [3]. В это же время в Африке, Южной Америке и Австралии сокращались площади субтропических пустынь и полупустынь и значительно расширялись площади тропических лесов. Африканский и азиатский муссоны достигали наибольшей интенсивности около 9 тыс.  $^{14}\text{C}$  л. н., что приводило к увеличению летних осадков [48, 58].

В гумидных регионах умеренных широт Южного полушария наибольшее потепление произошло в раннем голоцене, с 10(9) до 8 тыс.  $^{14}\text{C}$  л. н. Палинологические исследования многочисленных разрезов озерных и болотных отложений показали, что в северной части Патагонских Анд (40–42° ю. ш.) климат в раннем голоцене был теплее и (сезонно) суше, чем современный [70, 81] (см. рисунок д). Южнее (в полосе 45–50° ю. ш.) теплый климат раннего голоцена был одновременно и наиболее влажным: максимального развития достигали патагонские дождевые леса; в западных предгорьях Анд широко распространялись субантарктические магелланские формации [40]; повышались уровни озер, расположенных восточнее главного водораздела Анд [100]. На крайнем юге Патагонии и на Огненной Земле климат раннего

голоцена был суше, чем современный, и в целом характеризовался большей изменчивостью [92]. В низких широтах Южной Америки наибольшее потепление реконструировано для более позднего интервала: 8–5.5 тыс. л. н. (или 7–4.5 тыс.  $^{14}\text{C}$  л. н.) (см. рисунок е).

На Тасмании оптимальные климатические условия складывались 10–7 тыс.  $^{14}\text{C}$  л. н. [78]. Согласно реконструкции по палинологическим данным [81], наиболее теплый и влажный климат в этом регионе существовал с 10 до 6 тыс.  $^{14}\text{C}$  л. н., причем 10–8 тыс. л. н. достигалось максимальное потепление, а 8–6 тыс. л. н. – максимальное увлажнение. Палинологические данные по Новой Зеландии также показывают, что температура достигала современного уровня или даже несколько превышала его около 9 тыс.  $^{14}\text{C}$  л. н. [85]. В Антарктиде, по данным исследований изотопного состава ледяных кернов, наибольшее потепление отмечено 9.4–9.0 тыс.  $^{14}\text{C}$  л. н. ([27] и др.) (см. также рисунок з). С этим потеплением было связано широкое распространение термокарстовых озер.

Таким образом, бореальное потепление (так называемый “бореальный термический оптимум”) имело глобальный характер проявления. При этом оно было слабее выражено в регионах, примыкающих к Северной Атлантике, что, возможно, объясняется влиянием еще сохранявшегося в это время, хотя и сильно сократившегося, Лаврентийского ледникового покрова.

**Климатический оптимум голоцена** (далее КОГ) соответствует полной деградации материкового оледенения в Северном полушарии, наименьшему глобальному объему запасов льда и наибольшему повышению уровня Мирового океана в период с 6 до 5.5 тыс.  $^{14}\text{C}$  л. н., то есть в позднеатлантическое время. Продвижение древесных пород на территорию современной тундры в Евразии, начавшееся уже в раннем бореале, в КОГ достигало максимума ([13, 77] и мн. др.) (см. рисунок и). В восточноевропейском секторе Евразии сдвиг границы леса к северу в КОГ достигал 200–250 км по сравнению с ее современным положением, в Западной и Средней Сибири – 250–300 км [35]. Распространение наиболее теплолюбивых древесных пород и значительный сдвиг границ растительных формаций к северу в таежной зоне Западной Сибири показывают, что в позднеатлантическое время там также складывались наиболее теплые условия за весь голоцен [6, 15, 16]. В Центральной Якутии наибольшее повышение температуры произошло в позднем атлантике – начале суббореала (6–4 тыс.  $^{14}\text{C}$  л. н.),

тогда как “бореальный термический максимум” в этом регионе имел подчиненное значение [1]. КОГ соответствовал атлантическому времени и на юге Дальнего Востока, где в период с 7.3 до 4.8 тыс.  $^{14}\text{C}$  л. н. распространялись полидоминантные широколиственные леса при среднегодовой температуре на 3–5 °C выше современной [25].

Положение северной границы леса и распространение тундры на Северо-Востоке Азии и на Аляске в КОГ были близки к современным, хотя находки древесины лиственницы на Чукотке указывают на значительное расширение ее ареала на рубеже бореального и атлантического времени [37]. Экотон тундра/лес в КОГ существенно смещался на север в дельте р. Маккензи и на п-ове Туктоятук, но при этом сохранялась значительная асимметрия западного и восточного секторов Северной Америки [45]. Низкие уровни бессточных озер в умеренном поясе Канады и на севере США в КОГ свидетельствуют о теплых и сухих условиях этого времени [106]. В юго-западных семиаридных и аридных регионах Северной Америки увлажнение заметно сокращалось по сравнению с бореальным временем и ~6 тыс.  $^{14}\text{C}$  л. н. приближалось к современному (там же).

В семиаридных регионах умеренного пояса Южного полушария (на равнинах Патагонии, в Аргентинской пампе и в Юго-Восточной Австралии) для периода с 8–7 до 5–4 тыс.  $^{14}\text{C}$  л. н. по комплексу палеогеографических данных реконструировано повышение эффективного увлажнения [5]. Этот интервал, отмеченный в названных засушливых регионах развитием наиболее мезофильной растительности за весь голоцен, можно рассматривать как КОГ.

**Пространственные реконструкции основных климатических показателей для оптимума голоцена.** Количественные палеоклиматические реконструкции для разных регионов Северного полушария в КОГ проводились многими исследователями. Пионерной работой такого рода явилась статья В.П. Гричука [17], где был предложен палеофлористический метод реконструкции основных климатических показателей. В основу последующих реконструкций климатов голоцена также были положены главным образом палеоботанические данные (например, [3, 4, 7, 21, 36]). Реконструкции растительности и климата для серии временных срезов, включая КОГ, для территории США, Канады, для севера Западной Европы и Китая были проведены по комплексу палеогеографических данных в рамках международного проекта СОНМАР ([55, 107] и др.).

Большое количество накопленных эмпирических данных в сочетании с различными методами датирования позволило осуществить реконструкцию основных климатических показателей (средней температуры января, июля, года и годовой суммы осадков) для КОГ во временном интервале 5.5–6 тыс.  $^{14}\text{C}$  л. н. для Северного полушария в целом [105]. Температура воздуха над северной Атлантикой и над Тихим океаном была восстановлена по составу планктонных микроорганизмов. Реконструкции показали, что наиболее значительные положительные отклонения палеотемператур КОГ от современных характерны для высоких широт, причем отклонения  $T_{\text{января}}$  превосходят отклонения  $T_{\text{июля}}$ . Область, где  $T_{\text{января}}$  превышала современную на 3–4 °C, включала в себя север Скандинавского и Кольского п-овов, северные регионы Восточной Европы и Западной Сибири, север Канады, о-ва Канадского архипелага, Гренландию и значительную часть северной Атлантики. На большей части Западной Европы и в средних широтах Восточной Европы отклонения  $T_{\text{января}}$  от современной температуры не превышали 2–3 °C. Близкие отклонения  $T_{\text{января}}$  реконструированы для умеренных широт Канады и для Аляски. На территории США и на юге Европы  $T_{\text{января}}$  была близка к современной или превышала ее не более чем на 1 °C. В субтропических широтах Северного полушария прослеживается пояс, где  $T_{\text{января}}$  в КГО была немного ниже современной. Отклонения  $T_{\text{июля}}$  от современных значений были наибольшими (+4 °C) к северу от 65° с. ш. и уменьшались в средних широтах до +1–2 °C; южнее 40° с. ш. летние температуры, как и зимние, были немного ниже современных.

Годовая сумма осадков в регионах, лежащих севернее Полярного круга, в КГО превышала современную на 50–100 мм. На севере Западной Европы, в средних широтах Восточной Европы, на юге Сибири и в средних широтах Северной Америки количество осадков было немного меньше современного. Наконец, к югу от 40° с. ш. и особенно в субтропических широтах сумма осадков превышала современную. Особенно значительный рост осадков реконструирован в зоне субтропических пустынь в северной Африке, Аравии и в Средней Азии, а также на территории Китая [105].

**Поздний голоцен.** После 5–4.5 тыс.  $^{14}\text{C}$  л. н. глобальное потепление сменилось похолоданием, которое наиболее отчетливо проявилось в средних и высоких широтах Земли, вызвав изменения в составе и распространении растительных сообществ и активизацию горного оледенения. Анализ палинологических данных и макроостатков древесных пород, датированных по радиоуглеро-



ду, показал, что, начиная с раннесуббореального времени, северная граница леса в Евразии отступала к югу при сокращении роли относительно теплолюбивых растений в сообществах ([13, 77] и мн. др.) (см. рисунок *и*). На севере Канады и на о-вах Канадского архипелага в позднем голоцене также происходило существенное похолодание, главным образом за счет снижения летних температур [107]. На Аляске и в дельте р. Маккензи еловые леса в результате похолодания в суббореале сменились лесотундрой [94].

В большинстве горных стран высоких и средних широт для позднего голоцена были характерны повторяющиеся фазы наступания ледников (см. рисунок *л, м*). В связи с этим данный период получил в литературе название “неогляциал”. Первые фазы наступания ледников во многих горных странах мира (Швейцарские Альпы, Кордильеры, Гималаи, Южные Альпы Новой Зеландии) отмечены уже около 5 тыс.  $^{14}\text{C}$  л. н. [61]. Исследования осадков приледниковых озер показывают, что рост ледников начался приблизительно в это же время и в других регионах Северного полушария (на Земле Франца-Иосифа, на Шпицбергене и в Скандинавии), однако там ледники оставались меньше современных вплоть до 2–3 тыс.  $^{14}\text{C}$  л. н. [32].

Одно из наиболее значительных похолоданий позднего голоцена произошло в раннесубатлантическое время (2.5–2.2 тыс.  $^{14}\text{C}$  л. н., или в 650–280 гг. до н. э.). Оно прослеживается не только по палеогеографическим данным, но и по свидетельствам античных и китайских авторов. Анализ пространственных закономерностей проявления этого холодного эпизода проведен В.В. Клименко [24]. На основе палеоклиматических реконструкций по 579 пунктам (в том числе количественных оценок по 192 пунктам) им были составлены карты среднегодовой температуры ( $T_{\text{год}}$ ) и годовой суммы осадков ( $P_{\text{год}}$ ) в отклонениях от современных величин для Северного полушария. В проявлении раннесубатлантического похолодания выявлена значительная географическая неравномерность: оно достигало наибольшей глубины к северу от  $50^\circ$  с. ш., а также в Тибете, на Эфиопском нагорье и на юго-западе Северной Америки. При этом в умеренных и субтропических широтах  $P_{\text{год}}$  была на 50–100 мм выше современной. Наибольшее увлажнение реконструировано для северного побережья Гвинейского залива, где  $P_{\text{год}}$  превышала современную на 200 мм и более. К северу от  $50^\circ$  с. ш.  $P_{\text{год}}$  была меньше современной. В Восточной Сибири, на Дальнем Востоке и на Северо-Востоке Азии, а также в экваториальной Африке и в Цен-

тральной Америке отклонения  $P_{\text{год}}$  превышали –50 мм [24].

Тенденция горных ледников к росту, проявившаяся в позднем голоцене, достигла кульминации в так называемый “малый ледниковый период”, или “малый ледниковый век” (МЛВ). Хронологические рамки этой сложно построенной холодной фазы исследователи определяют различно, однако наибольшие похолодания в ее пределах, сопровождавшиеся наступанием ледников, произошли в XIV и в XVII–XVIII вв. (с 1300 по 1850 гг. по [68]). В высоких и средних широтах Северного полушария МЛВ отделяется от предшествующего направленно-колебательного похолодания позднего голоцена отчетливо выраженным периодом потепления на рубеже I и II тысячелетий н. э. Это потепление получило название “средневекового, или малого климатического оптимума” (МКО). Существование теплого климата между 900 и 1240 гг. подтверждается находками древесины севернее современной границы леса и выше границы леса в горах, данными пыльцевого анализа, результатами комплексных исследований отложений приледниковых озер, ледяных кернов и т.п. в разных регионах Северного полушария ([31, 51, 68] и др.). Во времени и в степени проявления этого потепления выявлены значительные межрегиональные различия.

Палеоклиматические реконструкции для МКО на территории Северной Евразии были проведены В.А. Климановым [22] по палинологическим данным. Согласно этим реконструкциям, наибольшие положительные отклонения  $T_{\text{январь}}$  и  $T_{\text{июль}}$  от современных значений достигались в высоких широтах и не превышали  $2^\circ\text{C}$ . На  $45\text{--}40^\circ$  с. ш. температуры в МКО были близки к современным. При этом в высоких широтах годовая сумма осадков была выше современной, а между  $55^\circ$  и  $50^\circ$  с. ш. реконструировано слабое сокращение осадков. Собранные доказательства глобального проявления МКО пока не столь убедительны, как свидетельства глобального проявления похолодания в МЛВ.

В целом в умеренном поясе Северной Евразии вторая половина голоцена была более влажной, чем первая ([33, 104] и др.) (см., например, рисунок *з*). В бореальной области Северной Америки и в гумидных субтропических регионах после КОГ также в основном происходил рост увлажнения (например, рисунок *ж*). В большинстве гумидных среднеширотных регионов Южного полушария более влажным климатом также характеризовалась вторая половина голоцена ([70, 84, 92] и др.) (рисунок *д*). В семиаридных и аридных субтропи-



ческих и муссонных регионах Северного полушария в позднем голоцене, напротив, становилось суше [106]. В пустынной области Средней Азии и на Туранской низменности плювиальные условия раннего-среднего голоцена сменились аридными условиями, близкими к современным [29].

Таким образом, для позднего голоцена (после 5–4.5 тыс.  $^{14}\text{C}$  л. н.) в целом был характерен процесс направленно-колебательного снижения температуры и роста увлажнения в умеренных широтах обоих полушарий. На фоне этого тренда происходили более или менее отчетливо выраженные климатические колебания второго и третьего порядков. На границах таких климатических фаз достигались наибольшие естественные скорости изменений климата.

**Быстрые ландшафтно-климатические изменения в голоцене.** На основе сопоставления разнообразных палеогеографических данных по трем широтным поясам Земли П.А. Маевски с соавторами [83] выявили этапы наиболее быстрых климатических изменений в голоцене (рисунок *н*) и провели анализ географических закономерностей их проявления. В качестве временной шкалы в этой работе принята хронология ледяного керна из Гренландии GISP2, детально изученного в отношении химического и изотопного состава льда и воздушных пузырьков во льду. П.А. Маевски и др. провели корреляцию серий палеогеографических данных по разным регионам с данными комплексных исследований керна GISP2. В связи с этим в данном разделе всюду приведен календарный возраст отложений и событий. Этапы резких климатических изменений (ЭРКИ) сопоставлены также со стадиями наступания горных ледников в разных регионах Земли [61, 91].

Наиболее резким, выразительным и повсеместным климатическим событием на протяжении всего голоцена явился ЭРКИ в интервале с 9 до 8 тыс. л. н. (т.е. около 8–7.2 тыс.  $^{14}\text{C}$  л. н.). В Северной Атлантике и прилегающих к ней регионах данный ЭРКИ выражен в виде так называемого “события 8200” – резкого и глубокого похолодания, во время которого температура поверхностных морских вод понижалась на 4–5 °C [38]. Это резкое похолодание отражено также в изменениях изотопного состава льда в Гренландии, в наступании горных ледников и снижении верхней границы леса в Скандинавии и т.п. Рост ледников в это время происходил и на северо-западе Северной Америки. Похолодание в североатлантическом регионе привело к углублению Исландского минимума и усилению Сибирского антициклона, что вызвало активизацию атмосферной циркуля-

ции в высоких и умеренных широтах Северного полушария (рисунок *в*) [83]. Участились зимние вторжения сухих и холодных воздушных масс в Средиземноморье, тогда как количество осадков на Ближнем Востоке, наоборот, увеличилось. Некоторое сокращение горных ледников в Альпах в этот период, возможно, было связано с господством сухих северных ветров. Во многих регионах низких широт ЭРКИ 9–8 тыс. л. н. соответствует этап иссушения, который прерывал собой продолжительный влажный период первой половины голоцена [60]. В это же время понижался уровень оз. Титикака, частые и сильные засухи были характерны для бассейна Амазонки, для Африки и для территории Пакистана. Для тропической Африки и района Аравийского моря реконструировано ослабевание летнего муссона.

Во время ЭРКИ 9–8 тыс. л. н. ослабевала полярная циркуляция над Восточной Антарктидой, в высоких и умеренных широтах Южного полушария сокращалось количество выпадавшего снега [100]. В море Росса в это время продолжалось отступление шельфовых ледников, происходившее с начала голоцена [56]. На территории Чили в ЭРКИ 9–8 тыс. л. н. отмечен рост атмосферных осадков, что, вероятно, было связано с усилением Западного переноса в Южном полушарии. У берегов Южной Африки температура поверхностных морских вод в этот период повышалась.

Таким образом, степень проявления ЭРКИ 9–8 тыс. л. н. сильно варьировала от региона к региону, однако преобладающей тенденцией было сочетание похолодания в высоких широтах и аридизации в низких широтах. Интенсивность этого эпизода многие исследователи объясняют тем, что в начале голоцена в Северном полушарии все еще сохранялись довольно значительные остатки ледниковых покровов: по своим причинам и свойствам данное похолодание было подобно холодным стадиям позднеледникового.

ЭРКИ 6–5 и 3.5–2.5 тыс. л. н. (5.2–4.5 и 3.3–2.5 тыс.  $^{14}\text{C}$  л. н.) – прохладные полюса – сухие тропики. ЭРКИ 6–5 тыс. л. н. соответствуют усилению айсбергового разноса минеральных частиц в Северной Атлантике, повсеместное наступание горных ледников (начало “неогляциала”), усиление западного переноса воздушных масс. В это время на северо-востоке Средиземноморья произошло похолодание, что объясняется зимними вторжениями холодных континентальных воздушных масс [83]. ЭРКИ 6–5 тыс. л. н. отмечает окончание длительного влажного периода в тропической Африке; в это время там возросла неравномерность в выпадении осадков и наме-

тился процесс аридизации [63, 64]. Количество осадков сокращалось также в Индии и на юге Тибета; понижался уровень оз. Титикака. При этом в некоторых других регионах низких широт (Флорида, Карибский бассейн, Пакистан) увлажнение увеличивалось. Этому ЭРКИ соответствует начало наступания горных ледников в Новой Зеландии [65] (см. рисунок л). Данные по ледяным кернам из Антарктиды свидетельствуют об интенсификации атмосферной циркуляции и общем снижении температуры, которое происходило на фоне долговременного тренда к возрастанию летней инсоляции (ср. рис. 1а и 1з). Похолодание в этот период отмечено также в Южной Африке. В средних широтах Чили происходило иссушение климата [83] (см. также рисунок д).

Этот ЭРКИ соответствует окончанию климатического оптимума голоцена (переходу от атлантического к суббореальному времени).

Проявления ЭРКИ 3.5–2.5 тыс. л. н. в целом близки к проявлениям ЭРКИ 6–5 тыс. л. н. В это время также происходило наступание горных ледников во многих регионах мира, снижалась верхняя граница леса в горах Скандинавии и в Хиби́нах. Для ЭРКИ 3.5–2.5 тыс. л. н. реконструирована значительная аридизация в Восточной Африке, в бассейне Амазонки и в Карибском регионе [69]. Климат Юго-Восточной Азии оставался довольно влажным, несмотря на ослабевание летнего муссона. В средних широтах Чили этот интервал был значительно более влажным, чем ЭРКИ 6–5 тыс. л. н. [103].

Во время ЭРКИ 4.2–3.8 тыс. л. н. (3.6–3.5 тыс.  $^{14}\text{C}$  л. н.) и 1.2–1 тыс. л. н. сочетание похолодания в высоких широтах и иссушения в тропиках прослеживается не так отчетливо, как во время предшествующих ЭРКИ, и их следы обнаружены не во всех рассмотренных выше регионах [83]. Тем не менее, широкое географическое распространение известных проявлений этих ЭРКИ позволяет предположить, что они также имели глобальный характер. В эти интервалы ослабевали Исландский минимум и Сибирский максимум, и соответственно снижалась интенсивность атмосферной циркуляции в Северном полушарии (см. рисунок в). В Северной Америке и в Северной Евразии происходило похолодание, северная граница леса на равнинах Евразии смещалась к югу (рисунок и) ([77] и др.). Данные о подвижках ледников в ЭРКИ 4.2–3.8 тыс. л. н. довольно сильно варьируют: на западе Северной Америки ледники наступали, в горах Европы сокращались, а в Скандинавии

были относительно стабильными [61, 71]. Процесс формирования глубинных водных масс в Северной Атлантике ослабевал в интервале 4.2–3.8 тыс. л. н., но усиливался 1.2–1.0 тыс. л. н. Западный перенос в Северной Америке резко усиливался 4.2–3.8 тыс. л. н., но практически не изменялся 1.2–1.0 тыс. л. н. [83].

В низких широтах этим двум ЭРКИ отвечают изменчивые, но в целом сухие условия в большинстве регионов тропической Африки [63, 64] и муссонного Пакистана. Уровень оз. Титикака в эти периоды снижался, пассатные ветры усиливались. В интервале 1.2–1.0 тыс. л. н. аридизация распространялась на территорию Эквадора. В это же время отмечено выдвижение горных ледников на г. Кения [76]. В полярной области Южного полушария циркуляция атмосферы изменялась мало. Среднеширотная часть Чили была довольно сухой [103]. В более высоких широтах (о-в Южная Георгия, Антарктический п-ов и Земля Виктории) 4.2–3.8 тыс. л. н. происходило потепление [74]. 1.2–1 тыс. л. н. отмечено наступание ледников в Южных Альпах Новой Зеландии [65]. На востоке Южной Африки в это время было прохладно и сухо [83].

ЭРКИ с началом около 600 л. н. – холодные полюса – влажные тропики (?) П.А. Маевски и др. [83] не включили в рассмотрение последние 150 лет из-за вероятного антропогенного влияния на климат, а также потому, что в некоторых из палеогеографических “летописей”, взятых ими за основу, этот промежуток времени не представлен. ЭРКИ в интервале 600–150 л. н. приблизительно соответствует МЛВ по европейской терминологии. Палеогеографические данные по Северному полушарию и особенно данные о состоянии ледников и растительности показывают, что изменения климата в интервале 600–150 л. н. были наиболее резкими и глубокими из всех рассмотренных выше, за исключением, может быть, лишь краткого холодного эпизода ~8.2 тыс. л. н. [91]. В некоторых регионах низких широт (например, на Гаити, во Флориде) климат в это время становился суше, однако в других регионах (например, в экваториальной Восточной Африке), наоборот, возрастало увлажнение, что довольно необычно при похолодании в полярных областях [83]. Увеличение стока рек в Эквадоре и в Пакистане показывает, что и эль-ниньо/южная осцилляция, и индийский муссон становились в это время более интенсивными.

В высоких широтах Южного полушария картина климатических изменений была неоднородной. На Антарктическом п-ове преобладали от-

носителем теплые условия [88], а в Восточной Антарктиде — холодные (см., например, [86]). В Южных Альпах Новой Зеландии происходило наступление горных ледников, на юге Чили преобладало высокое увлажнение, а в Южной Африке реконструирован длительный прохладный и сухой эпизод.

**Основные причины изменений климата в голоцене.** Сопоставление результатов реконструкций с данными об изменениях во времени тех факторов, которые являются наиболее вероятными причинами изменений климата, показывает, что ведущую роль в долгопериодных изменениях климата в течение голоцена играли колебания инсоляции, вызванные циклическими изменениями наклона земной оси, эксцентриситета и прецессии (см. рисунок *а*) [49, 83]. Вследствие изменений орбитальных параметров Земли в голоцене происходило значительное перераспределение солнечной энергии как между сезонами года, так и между широтными поясами Земли. В раннем голоцене Земля находилась в перигелии во время летнего солнцестояния в Северном полушарии, тогда как сейчас она наиболее приближена к Солнцу в период, близкий к зимнему солнцестоянию. Вследствие этого летняя инсоляция на всех широтах Северного полушария в раннем голоцене была выше современной: отклонения от современного уровня составляли от  $\sim 40 \text{ Вт/м}^2$  на  $60^\circ$  с. ш. до  $25 \text{ Вт/м}^2$  на экваторе. Зимняя инсоляция в Северном полушарии, напротив, была ниже современной, причем ее наибольшие отклонения от современного уровня приходились на более низкие широты. В течение голоцена летняя инсоляция в Северном полушарии постепенно сокращалась, а зимняя возрастала. Аномалии инсоляции летом Южного полушария имели противоположный знак, сосредоточивались в более низких широтах и были в целом меньше, чем в Северном полушарии. В Южном полушарии летняя инсоляция возрастала на всем протяжении голоцена, а зимняя сокращалась, но при этом оставалась выше современной ([43] и др.; [49]).

Воздействие изменений инсоляции на климат Земли проявляется опосредованно, испытывая региональное усиление/ослабление и преобразуясь за счет взаимодействия компонентов и реализации обратных связей в глобальной климатической системе. В целом перераспределение солнечной энергии на протяжении голоцена вызывало прогрессивное смещение внутритропической зоны конвергенции к югу летом Северного полушария. Этот сдвиг сопровождался ослаблением Африканского и Азиатского муссонов и развитием

процессов иссушения и опустынивания в Африке и в Азии. При этом летняя температура воздуха в Северном полушарии понижалась, а меридиональный градиент температуры воды в океанах возрастал [106].

Похолодания вековой продолжительности и связанные с ними этапы наступания ледников, по крайней мере в позднем голоцене, приблизительно соответствуют так называемым циклам Бонда продолжительностью около 1500 лет. Эта цикличность, по-видимому, обусловлена колебаниями солнечной активности и реакцией глобальной климатической системы на эти колебания [46, 83]. Как показывают реконструкции с высоким разрешением по времени, 200-летний ритм изменений солнечной активности отчетливо проявляется в колебаниях ледников за последние 2000 лет [32]. Изменения климата с десятилетней периодичностью также, возможно, были связаны с колебаниями солнечной активности.

Инструментальными климатическими наблюдениями установлено, что крупные эксплозивные вулканические извержения вызывают кратковременное (на год или несколько лет) понижение среднеглобальной температуры воздуха [96], так как аэрозоль, выбрасываемый в атмосферу при извержениях, сокращает поступление солнечной радиации к земной поверхности. После краткого похолодания эффект индивидуального извержения сглаживается, однако если крупные эксплозивные извержения в какой-то период учащались или группировались, образуя серии, мог возникать кумулятивный эффект, проявляющийся в течение нескольких десятилетий. Вероятно также проявление положительной обратной связи (усиление похолодания внутри климатической системы), поскольку первичное снижение температуры вызывает увеличение площади морских льдов и снежного покрова на суше и рост длительности их сохранения, что, в свою очередь, приводит к увеличению альбедо и дальнейшему похолоданию. Исследования содержания сульфатов не морского генезиса в ледяном керне из скважины GISP2 [111] показали, что в период с 11.5 до 9.5 тыс. календ. л. н. эксплозивные вулканические извержения происходили чаще, чем в более позднее время (см. рисунок *б*). Кроме того, в раннем голоцене, вероятно, произошло несколько извержений, превосходивших по силе крупнейшие эксплозивные извержения исторического времени.

Некоторые из ярко выраженных “климатических событий” голоцена невозможно объяснить

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

воздействием сил, внешних по отношению к глобальной экосистеме. Так, например, многие исследователи ([38, 41] и др.) объясняют резкое похолодание около 8200 календ. л. н., реконструированное по комплексу палеогеографических данных во многих регионах Земли, катастрофическим сбросом талых вод из озера, подпруженного Лаврентийским ледниковым покровом, в северную Атлантику (рисунок к). Таким образом, по своему происхождению это похолодание, вероятно, было близким к похолоданию позднего дриаса [53] и к другим холодным стадиям позднеледниковья, когда нарушались процесс формирования глубинных вод в Северной Атлантике и глобальная термогалинная циркуляция.

Значительное воздействие на климат крупных регионов оказывают такие внутренние механизмы функционирования глобальной климатической системы, как североатлантическая осцилляция (NAO), эль-ниньо – южная осцилляция (ENSO) и другие подобные короткопериодные колебания. Вероятно, эти явления изменялись также и в долговременном аспекте, однако эта их сторона пока изучена недостаточно. Существует также принципиальная возможность развития резких изменений климата вследствие перехода глобальной климатической системы через некоторое критическое (пороговое) состояние под воздействием слабого квазипериодического фактора [49, 97].

Таким образом, изменения климата, происходившие на протяжении голоцена, представляют собой результат совокупного воздействия всех рассмотренных выше факторов, его преобразования в глобальной климатической системе и реализации обратных связей внутри системы. Долгосрочный тренд хода температуры в голоцене (смена теплых условий раннего и среднего голоцена более холодными условиями позднего голоцена) во многом объясняется изменениями инсоляции, связанными с орбитальными факторами. Во второй половине голоцена на фоне общей тенденции к похолоданию участились и усилились проявления короткопериодных резких изменений климата [83]. Как показывают исследования энергетического баланса Земли и моделирование общей циркуляции атмосферы и океана ([57] и др.), вариации температуры на протяжении последнего тысячелетия в основном объясняются совместным воздействием изменений солнечной активности и выбросов аэрозоля в атмосферу при эксплозивных вулканических извержениях. Вероятно, эти факторы играли важную роль в короткопериодных климатических изменениях и на всем протяжении голоцена.

1. Андреев А.А., Климанов В.А. Восточная Сибирь (на примере Центральной Якутии). Позднеледниковье и голоцен // Изменение климата и ландшафтов за последние 65 миллионов лет (кайнозой: от палеоцена до голоцена). Глава 5. М.: ГЕОС, 1999. С. 122–127.
2. Антропоген Таймыра. Палеоботанические и палеоклиматические реконструкции голоцена Таймыра / Под ред. Кинд Н.В., Леонова Б.Н. М.: Наука, 1982. 183 с.
3. Борзенкова И.И. Изменение климата в кайнозое. СПб: Гидрометеиздат, 1992. 247 с.
4. Борзенкова И.И., Зубаков В.А. Климатический оптимум голоцена как модель климата начала XXI века // Метеорология и гидрология. 1989. № 8. С. 69–77.
5. Борисова О.К. Ландшафтно-климатические изменения в умеренных широтах Северного и Южного полушарий за последние 130 000 лет. М.: ГЕОС, 2008. 264 с.
6. Борисова О.К., Зеликсон Э.М., Кременецкий К.В., Новенко Е.Ю. Ландшафтно-климатические изменения в Западной Сибири в позднеледниковье и голоцене в свете новых палинологических данных // Изв. РАН. Сер. геогр. 2005. № 6. С. 38–49.
7. Бурашников Т.А., Муратова М.В., Суетова И.А. Климатическая модель территории Советского Союза во время голоценового оптимума // Развитие природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене / Под ред. Величко А.А., Гричука В.П. М.: Наука, 1982. С. 245–251.
8. Варуценко С.И., Варуценко А.Н., Клиге Р.К. Изменение режима Каспийского моря и бессточных водоемов в палеовремене. М.: Наука, 1978. 238 с.
9. Величко А.А. Природный процесс в плейстоцене. М.: Наука, 1973. 256 с.
10. Величко А.А. К вопросу о последовательности и принципиальной структуре главных климатических ритмов плейстоцена // Вопросы палеогеографии плейстоцена ледниковых и перигляциальных областей / Под ред. Величко А.А., Гричука В.П. М.: Наука, 1981. С. 220–246.
11. Величко А.А. В поисках стратегии будущего // Изв. РАН. Сер. геогр. 1995. № 3. С. 11–24.
12. Величко А.А., Борисова О.К. Палеоаналоги глобального потепления 21 столетия // Докл. РАН. 2011. Т. 438. № 2. С. 1–5.
13. Величко А.А., Борисова О.К., Кременецкий К.В. Миграция границы тундра – лес при изменяющемся климате // Природа. 1997. № 2. С. 34–47.
14. Величко А.А., Зеликсон Э.М., Борисова О.К. и др. Количественные реконструкции климата Восточно-Европейской равнины за последние 450 тыс. лет // Изв. АН. Сер. геогр. 2004. № 1. С. 7–25.

15. Волкова В.С. Позднеледниковье и голоцен // Изменение климата и ландшафтов за последние 65 миллионов лет (кайнозой: от палеоцена до голоцена). Глава 4. Западная Сибирь. М.: ГЕОС, 1999. С. 105–109.
16. Волкова В.С., Белова В.А. О роли широколиственных пород в растительности голоцена Сибири // Палеопалинология Сибири. М.: Наука, 1980. С. 112–117.
17. Гричук В.П. Опыт реконструкции некоторых элементов климата Северного полушария в атлантический период голоцена // Голоцен. К VIII Конгрессу INQUA, Париж, 1969. М.: Наука, 1969. С. 41–57.
18. Каллаган Т.В., Величко А.А., Борисова О.К. Тундра в условиях меняющегося климата // Изв. РАН. Сер. геогр. 2010. № 4. С. 17–27.
19. Каплина Т.Н., Ложкин А.В. История развития растительности Приморских низменностей Якутии в голоцене // Развитие природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене / Отв. ред. Величко А.А., Спасская И.И., Хотинский Н.А. М.: Наука, 1982. С. 207–220.
20. Кинд Н.В. Геохронология позднего антропогена по изотопным данным. М.: Наука, 1974. 255 с.
21. Климанов В.А. Климат Восточной Европы в климатический оптимум голоцена (по данным палинологии) // Развитие природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене / Под ред. Величко А.А., Гричука В.П. М.: Наука, 1982. С. 251–258.
22. Климанов В.А. Климат малого климатического оптимума на территории Северной Евразии // ДАН. 1994. Т. 335. № 2. С. 232–236.
23. Климаты и ландшафты Северной Евразии в условиях глобального потепления (ретроспективный анализ и сценарии) / Под ред. Величко А.А. М.: ГЕОС, 2010. 220 с.
24. Клименко В.В. Холодный климат ранней субатлантической эпохи в Северном полушарии. М.: МЭИ, 2004. 144 с.
25. Короткий А.М., Волков В.Г., Гребенникова Т.А. и др. Дальний Восток // Изменение климата и ландшафтов за последние 65 миллионов лет (кайнозой: от палеоцена до голоцена). Глава 7. М.: ГЕОС, 1999. С. 146–164.
26. Котляков В.М., Лориус К. Четыре климатических цикла по данным ледяного керна из глубокой скважины на станции Восток в Антарктиде // Изв. РАН. Сер. геогр. 2000. № 1. С. 7–19.
27. Котляков В.М., Николаев В.И., Барков Н.И. Эволюция термических условий Центральной Антарктиды за 150 тысяч лет по изотопно-кислородным исследованиям керна со станции Восток // Матер. гляциол. исслед. 1987. Вып. 59. С. 30–37.
28. Ложкин А.В., Важенкина Л.Н. Особенности развития растительного покрова Колымской низменности в раннем голоцене // Четвертичный период Северо-Востока Азии. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1987. С. 135–144.
29. Мамедов Э.Д. Плувиалы и ариды в позднеледниковой и голоценовой истории пустынь СССР и сопредельных стран // Развитие природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене / Отв. ред. Величко А.А., Спасская И.И., Хотинский Н.А. М.: Наука, 1982. С. 94–99.
30. Нейштадт М.И. История лесов и палеогеография СССР в голоцене. М.: Изд-во АН СССР, 1957. 404 с.
31. Соломина О.Н. Горное оледенение Северной Евразии в голоцене. М.: Научный мир, 1999. 264 с.
32. Соломина О.Н. Климатические причины колебаний горных ледников в голоцене // Лед и снег. 2010. Вып. 1 (109). С. 103–110.
33. Хотинский Н.А. Голоцен северной Евразии. М.: Наука, 1977. 200 с.
34. Хотинский Н.А. Голоценовые хроносрезы: дискуссионные проблемы палеогеографии голоцена // Развитие природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене / Отв. ред. Величко А.А., Спасская И.И., Хотинский Н.А. М.: Наука, 1982. С. 142–147.
35. Хотинский Н.А., Климанов В.А. Растительность голоцена // Динамика ландшафтных компонентов и внутренних морских бассейнов Северной Евразии за последние 130 000 лет / Ред. Величко А.А. М.: ГЕОС, 2002. С. 69–105.
36. Хотинский Н.А., Савина С.С. Палеоклиматические реконструкции для территории СССР для бореального, атлантического и суббореального периодов голоцена // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1985. № 4. С. 18–34.
37. Шило Н.А., Ложкин А.В., Андерсон П.М. и др. Первые данные об экспансии *Larix Gmelinii* (Rupr.) Rupr. в арктические районы Берингии в раннем голоцене // ДАН. 2008. Т. 422. № 5. С. 1–3.
38. Alley R.B., Mayevski P.A., Sowers T. et al. Holocene climatic instability: a prominent, widespread event 8200 yr ago // Geology. 1997. V. 25. P. 483–486.
39. Andrews J.T., Davis P.T., Mode W.N. et al. Relative departures in July temperatures in northern Canada for the past 6,000 yr // Nature. 1981. V. 289. P. 164–167.
40. Ashworth A.C., Markgraf V., Villagrán C. Late Quaternary climatic history of the Chilean channels based on fossil pollen and beetle analysis, and analysis of the modern vegetation and pollen rain // J. Quatern. Sci. 1991. V. 6. P. 279–291.
41. Barber D.C., Dyke A., Hillaire-Marcel C. et al. Forcing of the cold event of 8200 years ago by catastrophic drainage of Laurentide lakes // Nature. 1999. V. 400. P. 344–348.
42. Battarbee R.W. Holocene climate variability and global warming // Natural climate variability and

- global warming: A Holocene perspective / Eds. Battarbee R.W., Binney H.A. Chichester: J. Wiley & Sons, 2008. P. 1–6.
43. *Berger A.* Long-term variations of caloric insolation resulting from the Earth's orbital elements // *Quat. Res.* 1978. V. 9. P. 138–167.
  44. *Berger A., Loutre M.F.* Insolation values for the climate of the last 10 million years // *Quat. Sci. Rev.* 1991. V. 10. P. 297–317.
  45. *Bigelow N.H., Brubaker L.B., Edwards M.E. et al.* Climate change and Arctic ecosystems: 1. Vegetation changes north of 55°N between the last glacial maximum, mid-Holocene, and present // *J. Geophys. Res. – Atmospheres.* 2003. V. 108, num. D19. 8170, doi: 10.1029/2002JD002558.
  46. *Bond G., Kromer B., Beer J. et al.* Persistent solar influence on North Atlantic climate during the Holocene // *Sci.* 2001. V. 294. P. 2130–2136.
  47. *Borisova O.K.* The Holocene flora and vegetation of the northern Russian Plain (the Vychegda River basin) // *Acta Palaeontologica Sinica.* 2002. V. 41. № 4. P. 478–486.
  48. *Braconnot P., Harrison S.P., Joussaume S. et al.* Evaluation of PMIP coupled ocean-atmosphere simulations of the mid-Holocene // *Past Climate Variability through Europe and Africa* / Eds. Battarbee R.W., Gasse F., Stickley C.E. *Developments in Paleoenvironmental Research* 6. Dordrecht, The Netherlands: Springer, 2004. P. 261–277.
  49. *Bradley R.S.* Climate forcing during the Holocene // *Global Change in the Holocene: approaches to reconstructing fine-resolution climate change* / A.W. Mackay, R.W. Battarbee, H.J.B. Birks, F. Oldfield (eds.). L.: Arnold, 2003. P. 10–19.
  50. *Bradley R.S.* Holocene perspectives on future climate change // *Natural climate variability and global warming: A Holocene perspective* / Eds. Battarbee R.W., Binney H.A. Chichester: J. Wiley & Sons, 2008. P. 254–268.
  51. *Bradley R.S., Hughes M.K., Diaz H.F.* Climate in Medieval Time // *Sci.* 2003. V. 302. P. 404–405.
  52. *Broecker W.S.* Was the Medieval Warm Period global? // *Sci.* 2001. V. 291. P. 1497–1499.
  53. *Broecker W.S., Bond G., Klas M. et al.* Origin of the northern Atlantic's Heinrich events // *Climate Dynamics.* 1992. V. 6. P. 265–273.
  54. *CAPE Project Members.* Holocene paleoclimate data from the Arctic: Testing models of global climate change // *Quat. Sci. Rev.* 2001. V. 20. P. 1275–1287.
  55. *COHMAP members.* Climatic changes of the last 18 000 years: observations and model simulations // *Sci.* 1988. V. 241. P. 1043–1052.
  56. *Conway H., Hall B.L., Denton G.H. et al.* Past and future grounding-line retreat of West Antarctic Ice Sheet. // *Sci.* 1999. V. 286. P. 280–283.
  57. *Crowley T.J.* Causes of Climate Change Over the Past 1000 Years // *Sci.* 2000. V. 289. P. 270–277.
  58. *Davis O.K., Sellers W.D.* Orbital history and seasonality of regional precipitation // *Human Ecology.* 1994. V. 22. № 1. P. 97–113.
  59. *Davis R.B., Jacobson G.L., Jr.* Late-glacial and early post-glacial landscapes in northern New England and adjacent Canadian regions // *Quat. Res.* 1985. V. 23. P. 341–368.
  60. *deMenocal P., Ortiz J., Guilderson T. et al.* Abrupt onset and termination of the African humid period: rapid climate responses to gradual insolation forcing // *Quat. Sci. Rev.* 2000. V. 19. P. 347–361.
  61. *Denton G.H., Karlén W.* Holocene climatic variations: their pattern and possible cause // *Quat. Res.* 1973. V. 3. P. 155–205.
  62. *Firbas F.* Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen. Bd. 1. Jena: Fischer, 1949. 326 S.
  63. *Gasse F.* Hydrological changes in the African tropics since the last glacial maximum // *Quat. Sci. Rev.* 2000. V. 19. P. 189–211.
  64. *Gasse F.* Hydrological changes in Africa // *Sci.* 2001. V. 292. P. 2259–2260.
  65. *Gellatly A.F., Rothlisberger F., Geyh M.A.* Holocene glacier variations in New Zealand (South Island) // *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie.* 1985. V. 21. P. 265–273.
  66. *Grimm E.C., Jacobson G.L., Watts W.A. et al.* A 50,000 year record of climate oscillations from Florida correlated with North Atlantic Heinrich events // *Sci.* 1993. V. 261. P. 198–200.
  67. *Grimm E.C., Lozano-Garcia S., Behling H., Markgraf V.* Holocene vegetation and climate variability in the Americas // *Interhemispheric climate linkages* / Ed. Markgraf V. San Diego: Acad. Press, 2001. P. 325–370.
  68. *Grove J. M.* Little Ice Ages. Ancient and Modern. V. 1, 2. L., N. Y.: Routledge. 2004. xxvi+402 p.; xiii+p. 406–718.
  69. *Haug G.H., Hughen K.A., Sigman D.M. et al.* Southward migration of the Intertropical Convergence Zone through the Holocene // *Sci.* 2001. V. 293. P. 1304–1308.
  70. *Heusser C.J.* Late Quaternary climates of Chile // *Proc. SASQUA Int. Symp.*, 29 August – 2 September 1983, Swaziland. 1983. P. 59–83.
  71. *Hormes A., Müller B.J., Schlüchter C.* The Alps with little ice: evidence for eight Holocene phases of reduced glacier extent in central Swiss Alps // *Holocene.* 2001. V. 11. P. 255–265.
  72. *Horton B.P., Gibbard P.L., Milne G.M. et al.* Holocene sea levels and palaeoenvironments, Malay-Thai Peninsula, southeast Asia // *The Holocene.* 2005. V. 15. № 8. P. 1199–1213.

73. Imbrie J., Hays J.D., Martinson D.G. et al. The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine  $\delta^{18}\text{O}$  record // *Milankovitch and Climate*. P. 1: NATO ASI Ser. C. V. 126. Dordrecht: D. Reidel, 1984. P. 269–305.
74. Ingolfsson O., Hjort C., Berkman P.A. et al. Antarctic glacial history since the last glacial maximum: an overview of the record on land // *Antarctic Sci.* 1998. V. 10. P. 326–344.
75. IPCC 2007: Climate Change 2007: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change / Eds Pachauri R.K., Reisinger A. Geneva: IPCC, 2007. 104 p.
76. Karlén W., Fastook J.L., Holmgren K. et al. Holocene glacier fluctuations on Mount Kenya, East Africa, between 6000 cal. years BP and the present // *Ambio*. 1999. V. 28. P. 409–418.
77. MacDonald G.M., Velichko A.A., Kremenetski C.V. et al. Holocene treeline history and climate change across Northern Eurasia // *Quat. Res.* 2000. V. 53. P. 302–311.
78. Macphail M.K. Vegetation and climates in southern Tasmania since the last glaciation // *Quat Res.* 1979. V. 11. P. 306–341.
79. Marcott S.A., Shakun J.D., Clark P.U., Mix A.C. A reconstruction of regional and global temperature for the past 11,300 years // *Sci.* 2013. V. 339. P. 1198–1201.
80. Markgraf V. Younger Dryas in southern South America? // *Boreas*. 1991. V. 20: 63–69.
81. Markgraf V., Bradbury J.P., Busby J.R. Paleoclimates in southwestern Tasmania during the last 13,000 years // *Palaios*. 1986. V. 1. P. 368–380.
82. Markgraf V., Webb R.S., Anderson K.H., Anderson L. Modern pollen/climate calibration for southern South America // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2002. V. 181. P. 375–397.
83. Mayewski P.A., Rohling E.E., Stager J.C. et al. Holocene climate variability // *Quat Res.* 2004. V. 62. P. 243–255.
84. McGlone M.S. New Zealand // *Vegetation history* / Eds. Huntley B., Webb T. III. Dordrecht: Kluwer Acad. Publ., 1988. P. 557–600.
85. McGlone M.S., Hope G., Chappell J., Barrett P. Past Climate Change in Oceania and Antarctica // *Greenhouse: Coping with Climate Change* / Eds. Bouma W.J., Pearman G.I., M.R. Manning M.R. Melbourne: CSIRO, 1996. P. 81–99.
86. Morgan V.I., Wookey C.W., Li J. et al. Site information and initial results from deep ice drilling on Law Dome Antarctica // *J. Glaciology*. 1997. V. 43. P. 3–10.
87. Mörner N.-A. A 10,700 years' paleotemperature record from Gotland and Pleistocene-Holocene boundary events in Sweden // *Boreas*. 1980. V. 9. P. 283–287.
88. Mosley-Thompson E. Holocene climate changes recorded in an East Antarctic ice core // *NATO ASI Series*. V. 141. Heidelberg: Springer-Verlag, 1996. P. 262–279.
89. Müller H. Pollenanalytische Untersuchungen und Jahresschichtenzählung an der eem-zeitlichen Kieselgur von Bispingen/Luhe // *Geologisches Jahrbuch*. 1974. Bd. A–21. S. 149–169.
90. Nesteroff W. D., Vergnaud Grazzini C., Blanc-Vernet L. et al. Evolution climatique de la Méditerranée orientale au cours de la dernière déglaciation // *Palaeoclimatic Research and Models* / Ed. Ghazi A. Boston, USA: D. Reidel, 1983. P. 81–94.
91. O'Brien S.R., Mayewski P.A., Meeker L.D. et al. Complexity of Holocene climate as reconstructed from a Greenland ice core // *Sci.* 1995. V. 270. P. 1962–1964.
92. Pendall E., Markgraf V., White J.W.C. et al. Multiproxy record of Late Pleistocene-Holocene climate and vegetation changes from a peat bog in Patagonia // *Quat. Res.* 2001. V. 55. P. 168–178.
93. Prentice I.C., Guiot J., Huntley B. et al. Reconstructing biomes from palaeoecological data: A general method and its application to European pollen data at 0 and 6 ka // *Climate Dynamics*. 1996. V. 12. P. 185–194.
94. Ritchie J.C., Cwynar L.C., Spear R.W. Evidence from northwest Canada for an early Holocene Milankovitch thermal maximum // *Nature*. 1983. V. 305. P. 126–128.
95. Reimer P.J., Baillie M.G.L., Bard E. et al. IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0–50,000 years cal BP // *Radiocarbon*. 2009. V. 51 (4). P. 1111–1150.
96. Robock A. Volcanic eruptions and climate // *Rev. Geophys.* 2000. V. 38 (2). P. 191–219.
97. Ruzmaikin A. A footprint of solar variability on climate // *USA Geophys. Res. Letters*. 2000. 15 p.
98. Schurgers G., Mikolajewicz U., Gröger M. et al. Dynamics of the terrestrial biosphere, climate and atmospheric CO<sub>2</sub> concentration during interglacials: a comparison between Eemian and Holocene // *Climate of the Past*. 2006. V. 2. P. 205–220.
99. Steig E.J., Mors D.L., Waddington E.D. et al. Wisconsinian and Holocene climate history from an ice core at Taylor Dome, western Ross Sea embayment, Antarctica // *Geografisker Annaler*. 2000. V. 82A. P. 213–235.
100. Stine S., Stine M. A record from Lake Cardiel of climate change in southern South America // *Nature*. 1990. V. 345. P. 705–707.
101. Taira K. Holocene migrations of the warm-water front and sea-level fluctuations in the northwestern Pacific // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 1979. V. 28. P. 197–204.
102. Thompson L.G., Mosley-Thompson E., Davis M.E. et al. Late glacial stage and Holocene tropical ice core



- records from Huascarán, Peru // *Sci.* 1995. V. 269. P. 46–50.
103. *van Geel B., Heusser C.J., Renssen H., Shuurmans C.J.E.* Climatic change in Chile at around 2700 BP and global evidence for solar forcing: a hypothesis // *Holocene*. 2000. V. 10. P. 659–664.
  104. *Velichko A.A., Borisova O.K., Gurtovaya Ye.Ye., Zelikson E.M.* Climatic Rhythm of the Last Interglacial in Northern Eurasia // *Quat. Int.* 1991. V. 10–12. P. 191–213.
  105. *Velichko A.A., Klimanov V.A., Borzenkova I.I.* Climates between 6,000 and 5,500 yr B.P. (Expl. notes, maps 65, 69, 73, 77) // *Atlas of Paleoclimates and Paleoenvironments of the Northern Hemisphere. Late Pleistocene – Holocene* / B. Frenzel, M. Pesci, A.A. Velichko (eds.). Budapest-Frankfurt, 1992. P. 137–139.
  106. *Wanner H., Beer J., Bütikofer J. et al.* Mid- to Late Holocene climate change: an overview // *Quat. Sci. Rev.* 2008. V. 27. P. 1791–1828.
  107. *Winkler M.G., Wang P.K.* The Late-Quaternary vegetation and climate of China // *Global climates since the Last Glacial Maximum*. Minneapolis: University of Minnesota Press, 1993. P. 265–293.
  108. *Winograd I.J., Landwehr J.M., Ludwig K.R. et al.* Duration and structure of the past four interglaciations // *Quat. Res.* 1997. V. 48. P. 141–154.
  109. *Yu S.-Y., Li Y.-X., Törnqvist T.E.* Tempo of global deglaciation during the early Holocene: A sea level perspective // *PAGES News*. 2009. V. 17. № 2. P. 68–70.
  110. *Zagwijn W.H.* An analysis of Eemian climate in western and Central Europe // *Quat. Sci. Rev.* 1996. V. 15. P. 451–469.
  111. *Zielinski G.A., Mayewski P.A., Meeker L.D., Whitlow S.I., Twickler M.S.* A 110,000 year record of explosive volcanism from GISP2 (Greenland) ice core // *Quat. Res.* 1996. V. 45. P. 109–118.

## Landscape and Climate Change in Holocene

**O.K. Borisova**

*Institute of Geography, Russian Academy of Sciences*

The article provides an overview of current research on climate and landscape paleoecological reconstructions of key stages of the Holocene. Their synchronicity and asynchronicity in Southern and Northern hemispheres and on different continents is discussed. It is shown that some of the climatic events of holocene can not be explained only by external influences on the planet (insolation changes, etc.). These events were effected by internal mechanisms of the Earth's climate system such as the North Atlantic Oscillation, El Niño – Southern Oscillation, as well as periodic large volcanic eruptions, dumping of cold glacial meltwater reservoirs in North America into the ocean etc. Described patterns of past climate change are relevant to identifying factors influencing the current climate change and climate forecast.