

=====МАТЕРИАЛЫ ВТОРОЙ НАЦИОНАЛЬНОЙ КОНФЕРЕНЦИИ=====
=====«МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ В ЭКОЛОГИИ»=====

УДК: 630.161.32

Испарение лесных экосистем центральных районов Европейской территории России в голоцене

©2012 Ольчев А.В.*¹, Новенко Е.Ю.**²

¹Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт проблем экологии и эволюции имени А.Н. Северцова Российской академии наук, Москва, Россия

²Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт географии Российской академии наук, Москва, Россия

Аннотация: С помощью численных экспериментов с моделью Mixfor – SVAT для древостоев с различным видовым составом и для сценариев, имитирующих различный температурный режим и условия увлажнения территории, предложена и верифицирована регрессионная модель, позволяющая оценить годовые суммы фактического (ET) и потенциального испарения (PET), а также транспирации (TR) лесных экосистем Центрально-Европейской территории России. Регрессионная модель была использована для оценки ET , PET и TR в голоцене с применением результатов палеоботанических и палеоклиматических исследований. Результаты расчетов показали, что минимальные значения ET и PET в позднеледниковье и голоцене наблюдались в холодную стадию позднего дриаса (10.0 – 11.0 тыс. л.н. (тысяч лет назад)) когда ET изменялось от 320 до 370 мм год⁻¹ и PET – от 410 до 480 мм год⁻¹. В течение позднеатлантической фазы голоцена (4.5 – 4.8 тыс. л.н.) ET и PET достигали максимальных значений (430 – 450 мм год⁻¹ и 550 – 570 мм год⁻¹, соответственно).

Ключевые слова: регрессионная модель, фактическое и потенциальное испарение, транспирация, Mixfor – SVAT модель, палеоклиматические реконструкции, голоцен.

ВВЕДЕНИЕ

Надежный прогноз будущих климатических изменений основан на детальном анализе различных внешних природных (астрономических и эндогенных) факторов, влияющих на климат, сценариях изменения антропогенной эмиссии парниковых газов в будущем, а также прогнозе возможных будущих изменений свойств подстилающей поверхности и ареалов распространения различных растительных сообществ, вызванных изменениями климата [1]. Изучение процессов взаимодействия климата и растительности требует проведения детальных экспериментальных и теоретических модельных исследований, направленных, прежде всего, на анализ природной изменчивости и чувствительности различных типов растительных сообществ к изменению условий внешней среды, а также исследований их устойчивости к изменениям климата. Одним из наиболее перспективных направлений для выявления данных закономерностей является изучение процессов взаимодействия климата и растительности в прошлые эпохи. Эти исследования основаны на детальном

* aoltche@gmail.com

** lenanov@mail.ru

реконструкциях структуры и видового состава растительности в прошлом, а также палеоклиматических реконструкциях, включающих информацию о временной изменчивости температурного режима территорий и условий их увлажнения.

Условия увлажнения земной поверхности обычно определяются на основе данных об осадках и фактическом испарении (ET). Определение испарения земной поверхности, покрытой растительностью, в настоящее время является довольно сложной задачей, прежде всего, в силу зависимости ET не только от параметров внешней среды (температуры, влажности, солнечной радиации, скорости ветра), но также и от биофизических видоспецифичных параметров растительности, регулирующих транспирационную потерю влаги растениями [2]. Исходя из этого, в исследованиях для характеристики условий увлажнения территории широко используется величина потенциального испарения, или испаряемости (PET), определяемая как максимально возможное испарение с водной или хорошо увлажненной поверхности при существующих атмосферных условиях [3]. В частности, на основе PET рассчитывается индекс сухости территории, определяемый как отношение PET поверхности к годовому количеству выпадающих осадков [4]. Величина PET в значительной степени определяется температурой и в целом может быть легко рассчитана с использованием палеоклиматических данных. Однако для адекватной оценки условий увлажнения территорий обычно не достаточно использования лишь индексов, основанных на значениях PET , а требуется также и оценка, учитывающая ET земной поверхности.

В существующих в настоящее время модельных подходах для оценки ET по палеоданным используются обычно относительно упрощенные подходы, не учитывающие видовое разнообразие биофизических свойств растений, регулирующих процесс транспирации. В частности, широкое распространение в исследованиях получили методики, основанные на расчете ET через величину PET . В качестве коэффициента пропорциональности используются комбинации эмпирических параметров, определяющих условия засушливости (увлажненности) территории. Так, в модели BIOME Прентис с соавторами [5] рассчитывает ET как функцию потенциальной эвапотранспирации (испарения растительности при полной полевой влагоемкости почвы) и влажности почвы. Величина потенциальной эвапотранспирации, включающая как транспирацию (TR), так и испарение перехваченных атмосферных осадков, в первом приближении приравнивается к величине PET . Погрешность данного метода определяется точностью определения коэффициента пропорциональности α между PET и ET , который в модели BIOME определяется лишь влажностью деятельного слоя почвы, и не учитывает многообразие биофизических свойств растительного покрова. Также необходимо учитывать, что возможные погрешности при расчетах этим методом могут быть связаны и с различиями между величинами PET и TR лесной растительности при полной полевой влагоемкости. Для расчета годового ET в районах с недостаточным увлажнением Бровкин с соавторами [6] предложил рассматривать ET как функцию лишь годовой суммы осадков. Очевидно, что данная аппроксимация также не учитывает физиологические механизмы транспирационной потери влаги растениями и игнорирует при оценке ET возможный подземный и поверхностный сток.

Для восстановления климатических и гидрологических условий различных регионов Северной Евразии в оптимум последнего межледниковья А.А. Величко с соавторами [7,8] использовал метод, основанный на методе ареалогамм Гричука [9]. Этот метод предусматривает использование для палеореконструкций ET современных оценок ET , полученных для территорий, соответствующих современным ареалам распространения видов растений, пыльца и семена которых были обнаружены в отложениях. Основным ограничением данного метода является сложность выбора и идентификации районов, современный растительный покров которых по структуре и видовому составу идентичен растительным сообществам прошлых эпох. Кроме того,

необходимо учитывать, что с помощью спорово-пыльцевого анализа не всегда можно определить видовую принадлежность растений. Чаще всего определения производятся на уровне рода или семейства, области распространения которых занимают огромные площади.

Основной целью данной работы является построение простой регрессионной модели, позволяющей оценить ET , PET и TR лесных растительных сообществ с разной видовой структурой на основе параметров, получаемых в ходе палеоботанических и палеоклиматических исследований. При этом при расчете ET , PET и TR предполагается учет не только данных о среднегодовой температуре воздуха и годовом количестве осадков, но также и данных о видовом составе древостоя. Это позволяет при расчете ET и TR учесть существующие различия растений в биофизических свойствах, контролирующих процесс испарения и транспирации, между хвойными, широколиственными и мелколиственными породами деревьев. На основе полученных уравнений в работе предполагается получить данные о временной изменчивости ET , PET и TR в голоцене для лесов южной части Валдайской возвышенности Европейской территории России. Принято считать, что эти леса, расположенные вблизи южной границы таежной зоны в переходной полосе от южно-таежных к хвойно-широколиственным лесам, должны быть особо чувствительны к климатическим изменениям [7, 8].

Для калибровки параметров регрессионной модели в работе были использованы результаты модельных расчетов ET , PET и TR с помощью математической модели MixFor – SVAT, для тестовых древостоев с различной видовой структурой для всего спектра возможных для исследуемой территории климатических условий (54 сценария). Модель MixFor – SVAT использует детальное описание биофизических и биохимических процессов, регулирующих тепло-, влаго- и CO_2 - обмен между почвой, растительностью и атмосферой, и позволяет учитывать влияние видового разнообразия древостоя на ET , PET и TR [10–13]. Динамика видового состава лесной растительности в позднеледниковье и голоцене для исследуемой территории была восстановлена по результатам спорово-пыльцевого и карпологического анализов, а также радиоуглеродного датирования [14,15]. Значения температуры и осадков были реконструированы по палеоботаническим данным с использованием информационно-статистического метода, предложенного В.А. Климановым [16].

МОДЕЛИРОВАНИЕ ФАКТИЧЕСКОГО ИСПАРЕНИЯ И ТРАНСПИРАЦИИ С ПОМОЩЬЮ MIXFOR – SVAT МОДЕЛИ

Одномерная процесс-ориентированная математическая модель MixFor – SVAT была разработана для расчета потоков радиации, тепла, H_2O и CO_2 в монодоминантных и разновозрастных смешанных древостоях [10–13]. В качестве основной концепции в модели использовано сопряженное описание физических и биологических процессов, протекающих на различных иерархических уровнях лесной экосистемы: от уровня отдельного листа до уровня отдельного дерева, древостоя и всей экосистемы в целом. Модель состоит из тесно взаимосвязанных блоков, описывающих: перенос солнечной коротковолновой и длинноволновой радиации внутри растительности; турбулентный перенос тепла, водяного пара и CO_2 внутри растительности и в пределах приземного слоя атмосферы; транспирацию, движение влаги в растениях, изменение запасов влаги в листьях и заболони деревьев; испарение перехваченных растительностью атмосферных осадков; испарение с поверхности почвы; фотосинтез, гетеротрофное и автотрофное дыхание растений и почвы; перенос тепла и влаги в почве (рис. 1).

Основным преимуществом модели является ее способность не только определить интегральные потоки H_2O и CO_2 на уровне всей экосистемы, но также и адекватно оценить вклад почвы, лесной подстилки, а также деревьев разных пород в суммарные

потоки с учетом их индивидуальной реакции на изменения условий внешней среды, а также различий в структуре и биофизических свойствах. Расчет потоков в модели выполняется с шагом по времени 1 час, что позволяет смоделировать как годовую, так и суточную динамику тепло-, влаго- и CO₂-обмена в растительных сообществах с учетом нестационарности влагопереноса в древесных растениях.

Алгоритм расчета потоков тепла и влаги в модели основан на последовательном решении и замыкании уравнений теплового и водного баланса. Уравнения теплового баланса для древесного яруса (*Stand*) растительности и для слоя напочвенной растительности и почвы (*gsoil*) могут быть записаны как:

$$C_{Stand} \cdot \frac{\partial T_{Stand}}{\partial t} = R_{Stand} - H_{Stand} - \lambda ET_{Stand},$$

$$C_{gsoil} \cdot \frac{\partial T_{gsoil}}{\partial t} = R_{gsoil} - H_{gsoil} - \lambda ET_{gsoil} - G_{soil},$$
(1)

где *C* – теплоемкость растительной биомассы; *T* – температура поверхности; *R* – радиационный баланс; *H* – турбулентный поток тепла; λET – поток тепла, связанный с фазовыми преобразованиями воды; *G_{soil}* – поток тепла в почву.



Рис. 1. Общая структура Mixfor – SVAT модели.

Общее уравнение водного баланса для экосистемы может быть записано как

$$\frac{\partial W_{soil}}{\partial t} = \frac{P - ET - Q_{runoff}}{\Theta_{sat} \cdot \rho_W},$$
(2)

где *W_{soil}* – влажность почвы, осредненная для всех почвенных горизонтов; *Q_{runoff}* – поверхностный сток; Θ_{sat} – объемное влагосодержание почвы при насыщении; ρ_W – плотность воды.

Частные уравнения водного баланса записываются также для расчета изменений по времени влагосодержания листьев и заболони различных пород деревьев в древостое, влагосодержания листьев напочвенной растительности, влагосодержания различных

почвенных горизонтов, а также количества перехваченных растительностью атмосферных осадков.

Транспирация растений рассматривается в модели как функция микроклиматических условий приземного слоя воздуха (температура, влажность, скорость ветра), а также биофизических свойств растительности. Основным параметром, регулирующим интенсивность обмена H_2O между листом и окружающим воздухом, является устьичная проводимость. Она зависит от приходящей к листу фотосинтетически активной радиации ФАР (PAR), температуры листа (T_l), водного потенциала листа (ψ_l), дефицита упругости водяного пара (D_a) и содержания CO_2 в воздухе (C_a):

$$g_l = g_{l\ MAX} \cdot f_1(PAR) \cdot f_2(T_l) \cdot f_3(D_a) \cdot f_4(\psi_l) \cdot f_5(C_a), \quad (3)$$

где $g_{l\ MAX}$ – максимально возможная g_l при оптимальных условиях (устьица на листьях полностью открыты).

Разность водных потенциалов между листьями, корнями и почвой обеспечивает капиллярный подъем влаги из почвы по ксилеме растений к листьям и снабжает их микроэлементами, необходимыми для фотосинтеза. Расчет водного потенциала листа основан на расчете влагосодержания листа (W_l) как функции TR листа (TR_l) и притока влаги к листу из почвы по стволу и ветвям (Q_{branch}):

$$\frac{\partial W_l}{\partial t} = \frac{(Q_{branch} - TR_l)}{\Theta_{l\ sat} \cdot \rho_w}, \quad (4)$$

где $\Theta_{l\ sat}$ – объемное влагосодержание листа при насыщении.

Испарение перехваченных растительностью атмосферных осадков рассчитывается как функция микроклиматических условий приземного слоя воздуха с учетом общего количества задержанных растительностью атмосферных осадков, а также относительной площади поверхности листьев растений, смоченной осадками. Суммарное испарение экосистемы (ET) рассчитывается как сумма TR растений для N пород деревьев в древостое, испарения задержанных растительностью атмосферных осадков (ET_{prec}), испарения напочвенной растительности (ET_g) и испарения с поверхности почвы (ET_{soil})

$$ET = \sum_1^{i=N} (TR + ET_{prec})_i + ET_g + ET_{soil}. \quad (5)$$

Древесный ярус растительности рассматривается в модели как совокупность отдельных деревьев различных пород, равномерно распределенных в пределах некоторого участка земной поверхности (площадью не менее нескольких гектар) с однородным рельефом и почвенным покровом. Для описания биофизических свойств смешанных древостоев Mixfor – SVAT использует как индивидуальные биофизические параметры, характерные для отдельных пород деревьев, так и осредненные величины, характерные для всего растительного покрова в целом. Индивидуальные параметры используются при описании транспирации, фотосинтеза, дыхания листьев, а также движения влаги из почвы по ксилеме к листьям растений. Осредненные параметры рассчитываются с учетом индивидуальных биофизических свойств различных пород деревьев, а также долей участия пород в составе древостоя, и используются при описании процессов переноса радиации и турбулентности в межлиственном пространстве, а также при расчете перехвата атмосферных осадков.

Проверка Mixfor – SVAT модели была выполнена по результатам полевых измерений потоков тепла, H_2O и CO_2 в различных типах лесных и травянистых экосистем, и показала хорошее согласование модельных и экспериментальных результатов для различных условий внешней среды и почвенного увлажнения [10,11,17].

РЕГРЕССИОННАЯ МОДЕЛЬ ДЛЯ РАСЧЕТА ГОДОВЫХ СУММ ТРАНСПИРАЦИИ, ФАКТИЧЕСКОГО И ПОТЕНЦИАЛЬНОГО ИСПАРЕНИЯ ЛЕСНЫХ ЭКОСИСТЕМ

Для построения уравнения регрессии для расчета годовых значений ET , PET и TR лесных экосистем были отобраны параметры, определяемые в ходе палеоботанических и палеоклиматических реконструкций (среднегодовая температура воздуха, годовое количество осадков, видовой состав древостоя) и при этом оказывающие существенное влияние на межгодовую изменчивость ET , PET и TR .

Выбор для регрессионной модели параметров, характеризующих видовой состав древостоя, обусловлен наличием значительных фенологических, структурных и экофизиологических различий у хвойных и лиственных пород деревьев, произрастающих на Европейской территории России. Деревья хвойных и лиственных пород значительно различаются по времени начала и конца вегетации, а также по продолжительности вегетационного периода. Листья, кроны и корневая система деревьев имеют различную структуру. Деревья характеризуются различной интенсивностью влагообмена между листьями и окружающим воздухом, определяемой как внешними условиями, так и индивидуальными экофизиологическими особенностями [18].

Для описания видового состава древостоя в регрессионном уравнении нами была выбрана величина, определяющая долю участия ели в древостое и изменяющаяся от 0 до 1. Для упрощения регрессионного уравнения в исследовании было сделано предположение о близости максимальных значений устьичной проводимости для мелколиственных и широколиственных пород деревьев.

Численные эксперименты по расчету годовых значений ET , PET и TR были выполнены Mixfor – SVAT моделью для различных типов модельных лесов с разным долями хвойных и лиственных пород деревьев в древостое (6 типов) и для всего возможного разнообразия сценариев изменения температуры и осадков для данной территории в настоящем и будущем (54 климатических сценария). Годовые суммы PET рассчитывалась с использованием уравнения Приестли–Тейлора по значениям температуры растительности и радиационного баланса, смоделированным Mixfor – SVAT моделью.

Результаты численных экспериментов с помощью Mixfor – SVAT показали высокую чувствительность смоделированных ET и TR к изменениям температуры воздуха и видового состава древостоев (рис. 2), а также относительно низкую чувствительность к изменению годового количества осадков. Влияние осадков на ET и TR заметно проявляется лишь при низких значениях выпадающих осадков (ниже 400 мм в год), когда недостаток влаги в почве вызывает водный стресс у деревьев.

Для параметризации значений ET , PET и TR была выбрана мультипликативная нелинейная функция, предполагающая зависимость суммарного испарения от температуры, осадков и видового состава древостоя. В общем виде уравнения для ET , TR и PET могут быть записаны как:

$$ET = 340 \cdot (a_1 \cdot (T/5)^2 + a_2 \cdot T/5 + a_3) \cdot (a_4 \cdot N^2 + a_5 \cdot N + a_6) \cdot (a_7 \cdot (P/700) + a_8), \quad (6)$$

$$TR = 180 \cdot (a_1 \cdot (T/5)^2 + a_2 \cdot T/5 + a_3) \cdot (a_4 \cdot N^2 + a_5 \cdot N + a_6) \cdot (a_7 \cdot (P/700) + a_8), \quad (7)$$

$$PET = 460 \cdot (a_1 \cdot (T/5) + a_2) \cdot (a_3 \cdot N + a_4), \quad (8)$$

где T – среднегодовая температура, P – годовое количество осадков в мм·год⁻¹, N – доля ели в древостое (0–1), a_1 – a_8 – эмпирические коэффициенты.

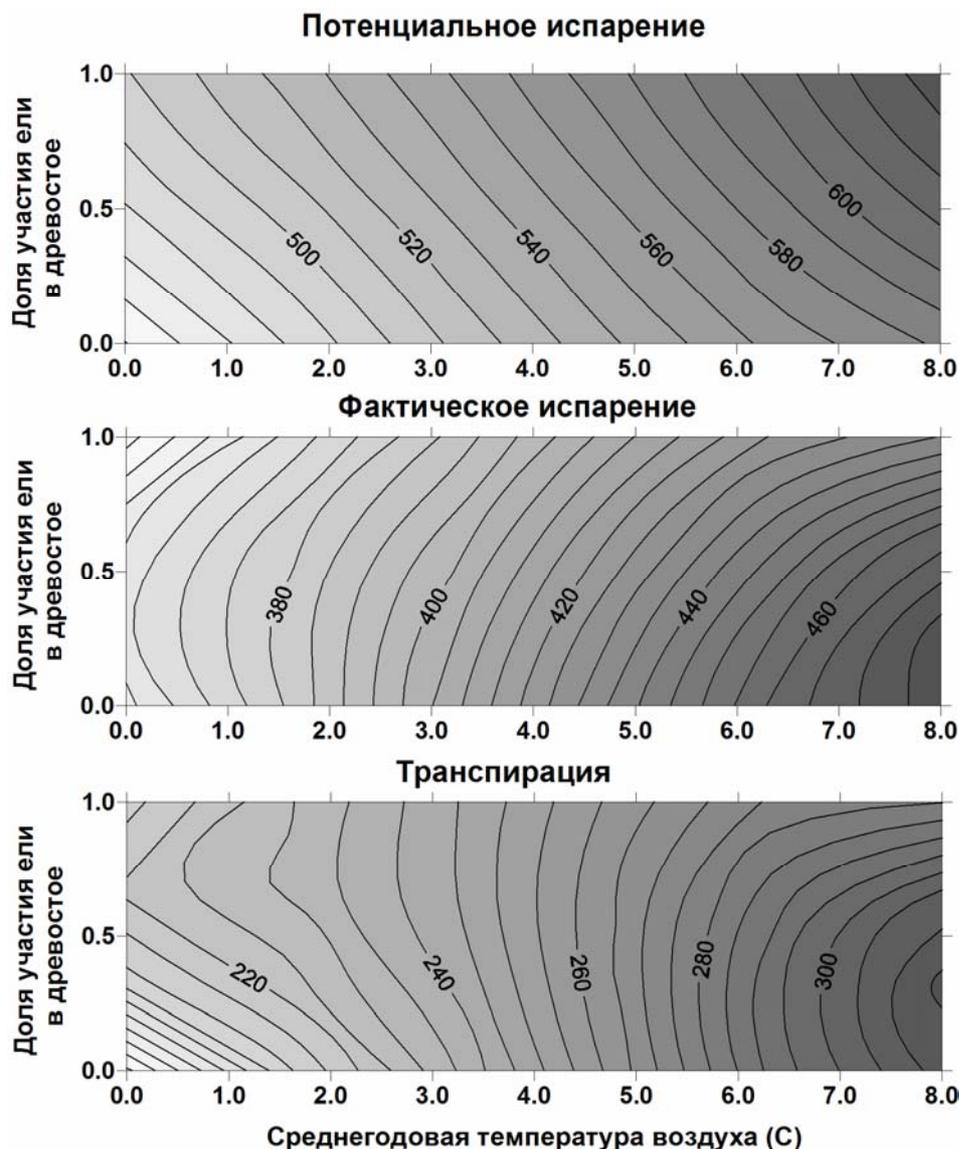


Рис. 2. Смоделированная с помощью модели Mixfor – SVAT изменчивость PET , ET и TR как функции среднегодовой температуры воздуха и доли участка ели в древостое.

Значения коэффициентов $a_1 - a_8$ в уравнениях 6–8 были получены методом Левенберга–Марквардта на основе анализа результатов расчетов ET , PET и TR (324 варианта) по модели MixFor – SVAT (табл. 1).

Сравнение годовых значений ET , PET и TR , полученных с помощью предложенных регрессионных уравнений и рассчитанных по Mixfor – SVAT модели для заданного диапазона изменения среднегодовых температур воздуха и осадков и для древостоев с различными видовым составом, показало очень хорошее взаимное согласование. Коэффициент детерминации (r^2) для PET составил 0.994, а для ET – 0.987. Коэффициент детерминации для TR был несколько ниже ($r^2 = 0.912$), что может быть обусловлено существующей многофакторной нелинейной зависимостью TR от внешних факторов и биофизических свойств растительности, которая не может быть полностью учтена с помощью упрощенной регрессионной модели.

Таблица 1. Значения эмпирических коэффициентов для расчета ET , PET и TR по формулам 6–8

Параметр	a_1	a_2	a_3	a_4	a_5	a_6	a_7	a_8
Фактическое испарение	-0.0239	0.4142	1.9603	-0.1066	0.0652	0.6174	0.0350	0.8549
Транспирация	-0.0078	0.4945	1.5558	-0.3404	0.3414	0.7924	-0.0039	0.8882
Потенциальное испарение	0.2031	1.1514	0.0833	0.8623	–	–	–	–

ДИНАМИКА РАСТИТЕЛЬНОСТИ И КЛИМАТА ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ЕВРОПЕЙСКОЙ ТЕРРИТОРИИ РОССИИ В ГОЛОЦЕНЕ

Палеоботанические данные, полученные в последние годы на территории Центрально-лесного государственного природного биосферного заповедника (ЦЛГПБЗ), расположенного на юге Валдайской возвышенности [15], и большой объем публикаций по палеогеографии, посвященных исследованиям в центральных районах Европейской части России [19,20], позволяют достаточно подробно охарактеризовать изменения растительности и климата на исследуемой территории за последние 12 тысяч лет. Для периодизации климатических событий позднеледниковья и голоцена Восточно-Европейской равнины в исследовании была применена схема Блитта–Сернандера в модификации Н.А. Хотинского [19].

Согласно полученным данным растительный покров территории Валдайской возвышенности в интерстадиале *аллерёд* (11.8–11.0 тыс. радиоуглеродных (^{14}C) л.н.) включал в себя еловые и сосново-березовые редколесья. В следующую фазу (стадиал *поздний дриас* 11.0–10.0 тыс. ^{14}C л.н.) произошло сокращение роли лесных сообществ в растительном покрове. Этот интервал можно отнести к переходному периоду между периодом оледенения и современным межледниковьем (голоценом). Данные о находках макроостатков карликовой березы и дриады восьмилепестковой из отложений озера Тербенское на севере Валдайской возвышенности [21] свидетельствуют о распространении тундровых ценозов на изучаемой территории в периоды с холодными климатическими условиями.

Основные фазы позднеледниковья хорошо прослеживаются и по температурным кривым. Согласно расчетам, выполненным для территории ЦЛГПБЗ, максимальное значение июльских температур в *аллерёде* $+12^{\circ}C$, а январских $-15.5^{\circ}C$, что на $5^{\circ}C$ ниже современных показателей. Среднегодовые температуры были около $0^{\circ}C$, опускаясь на $4^{\circ}C$ по сравнению с современными значениями. Расчеты зимних температур хорошо согласуются с реконструкциями по Смоленской области, выполненными О.К. Борисовой для разреза Понизовье при помощи палеофлористического метода [22]. Согласно этим данным январские температуры в оптимальную фазу интерстадиала были на $8^{\circ}C$ ниже современных значений.

Минимальные значения июльских температур в *позднем дриасе* на юге Валдайской возвышенности составляют около $8^{\circ}C$, январских $-25.5^{\circ}C$ (что соответственно на $9^{\circ}C$ и $16^{\circ}C$ ниже современных значений). Глубокую температурную депрессию в *позднем дриасе* показывают также и реконструкции В. А. Климанова, выполненные по материалам, полученным на Половецко-Купанском болоте (Ярославская область) и оз. Галич (Костромская область). Согласно этим данным отклонения среднегодовых температур в позднем дриасе по сравнению с уровнем 60–80-х годов XX века составляли $-7...-8^{\circ}C$ [23,24]. Среднегодовое количество осадков было ниже современных значений почти на 300 мм и составляло 450 ± 50 мм.

Данные спорово-пыльцевого анализа показывают, что в раннем голоцене (пребореальном и бореальном периодах, 10.0–8.0 тыс. ^{14}C л.н.) в растительном покрове Валдайской возвышенности доминировали березовые леса. Как показывают радиоуглеродные датировки для основания торфяных залежей наиболее глубоких частей крупных водораздельных болотных массивов территории, на бореальный период приходилось начало процессов болотообразования на Валдайской возвышенности [25]. Ранний голоцен характеризовался в изучаемом регионе большой неоднородностью январских температур и особенно режима осадков. Амплитуда среднегодовых температур составила около 2°C . Количество осадков изменялось от минимальных значений в первой половине бореала (350 мм в год) до современного уровня (около 700 ± 100 мм).

Атлантический период голоцена (8.0–4.6 тыс. ^{14}C л.н.) отличался на обширных пространствах Северной Евразии максимальной теплообеспеченностью при оптимальном соотношении температурного режима и условий увлажнения [20]. На региональном уровне нижняя граница атлантического периода в спорово-пыльцевых спектрах Валдайской возвышенности выделяется по существенному увеличению пыльцы широколиственных пород (дуб, липа, вяз, ясень). В растительном покрове доминировали смешанные хвойно-широколиственные леса с участием ольхи. Наряду с широколиственными породами во вторую половину атлантического периода на юге Валдайской возвышенности происходило постепенное распространение ели.

В температурном режиме (рис. 3) отчетливо прослеживается климатический оптимум голоцена, который на территории Валдайской возвышенности приходится на позднеатлантическую фазу (5.1–4.6 тыс. ^{14}C л.н.). Потепление проявлялось, главным образом, в повышении январских (до -6.5°C , что на 3°C выше современных значений) и среднегодовых температур (на 1.0 – 1.5°C выше современных значений). Среднегодовое количество осадков составляло приблизительно 700 ± 100 мм.

Около 4.7 тыс. ^{14}C л.н. начинается активная экспансия ели на территорию Валдайской возвышенности, что может свидетельствовать об увеличении увлажнения и небольшом похолодании. Результаты палинологических исследований в ЦЛГПБЗ показали сложную временную динамику растительности суббореального периода (4.6–2.6 тыс. ^{14}C л.н.). В первую фазу этого периода на юге Валдайской возвышенности произрастали еловые папоротниковые леса с участием сосны и березы. В период потепления в среднесуббореальной фазе (около 3.5 тыс. ^{14}C л.н.), проявившегося на юге Валдайской возвышенности лишь в колебаниях зимних температур, происходит сокращение роли еловых формаций, увеличение доли сосны и широколиственных пород, особенно липы. В Центральной России данное потепление очень четко зафиксировано в климатических реконструкциях по палинологическим материалам озера Галич в Костромской области [24], согласно которым все температурные показатели превышали современные на 1.5°C . Позднесуббореальная фаза характеризуется максимальным развитием еловых лесов, а также распространением черноольховых растительных сообществ.

Граница суббореального и субатлантического периодов голоцена (2.6 тыс. ^{14}C л.н.) соответствует важному климатическому рубежу: в этот период завершился процесс формирования современных ландшафтов Восточно-Европейской равнины, и сложилась структура землепользования [19]. По данным спорово-пыльцевого анализа и климатическим реконструкциям, начало раннесубатлантической фазы на Валдайской возвышенности характеризуется потеплением климата, падением роли ели и ольхи в древостоях, а также некоторым увеличением в растительном покрове доли широколиственных пород. В среднесубатлантическую фазу происходило частичное восстановление еловых лесов.

При палеогеографических реконструкциях динамики климата в течение последнего тысячелетия можно четко выделить *средневековый климатический оптимум* (950–

1250 гг.) и *малый ледниковый период* (1400–1700 гг.) (хронологические рамки по Манну [26]). В спорово-пыльцевых спектрах, относящихся к средневековому климатическому оптимуму, наблюдается увеличение доли широколиственных пород (дуба, липы, вяза и ясеня) и появление в образцах пыльцы граба. Подобные изменения растительного покрова зафиксированы в ряде разрезов центральных районов Восточно-Европейской равнины [19,27]. Реконструкции палеотемператур на территории юга Валдайской возвышенности для этого периода также указывают на повышение январских и среднегодовых температур в среднем на 1.5°C.

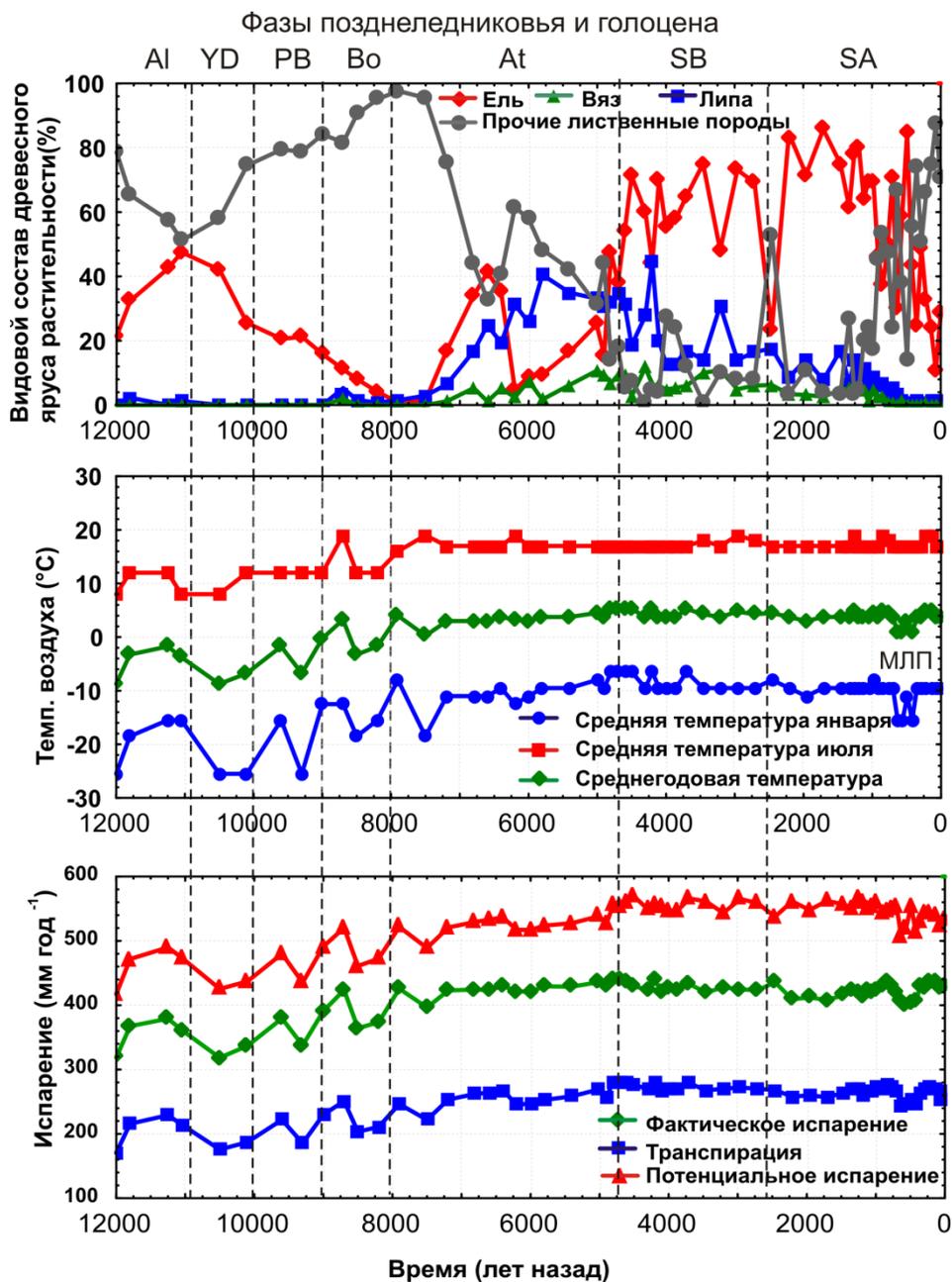


Рис. 3. Реконструкции изменения видового состава древесного яруса растительности (верхний график [13–15,28], температур воздуха (средний график), и годовых значений ET , TR и PET (нижний график) для южной части Валдайской возвышенности (по результатам спорово-пыльцевого анализа отложений болота Старосельский Мох) в позднеледниковье и голоцене. Фазы позднеледниковья и голоцена [19]. *AL* – интерстадиал аллеред, *YD* – стадиал поздний дриас. Периоды голоцена: *PB* – пребореальный, *BO* – бореальный, *AT* – атлантический, *SB* – суббореальный, *SA* – субатлантический, МЛП – малый ледниковый период.

Малый ледниковый период характеризовался снижением средней температуры января на 5°C (до -15.5°C) и среднегодовой температуры на $2-4^{\circ}\text{C}$ (до -0.8°C). Июльская температура изменялась незначительно. В спорово-пыльцевых спектрах этого временного интервала происходило резкое падение доли термофильных элементов, практически до их полного выпадения из спектров, а также увеличение доли ели. В спорово-пыльцевых спектрах Половецко-Купанского болота (Ярославская область), опорного разреза голоцена, расположенного в центре Европейской территории России, малый ледниковый период проявился, помимо деградации широколиственных пород, также и в существенном увеличении доли кустарниковых берез. По данным В. А. Климанова климатические условия периода характеризовались понижением не только зимних, но также и летних температур [27]. Среднегодовые температуры в течение малого ледникового периода были на 2°C ниже современных значений.

РЕКОНСТРУКЦИЯ ТРАНСПИРАЦИИ, ФАКТИЧЕСКОГО И ПОТЕНЦИАЛЬНОГО ИСПАРЕНИЯ БОРЕАЛЬНЫХ ЛЕСОВ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ВАЛДАЙСКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ В ГОЛОЦЕНЕ

Результаты расчетов, выполненных с помощью предложенной регрессионной модели по данным палеоботанических и палеоклиматических реконструкций, проведенных на территории ЦЛГПБЗ, расположенного на юге Валдайской возвышенности, показали значительную временную изменчивость ET , PET и TR в различные фазы послеледниковья и голоцена (рис. 3).

Минимальные значения ET и PET были получены для *позднего дриаса* (около 10.3 тыс. ^{14}C л.н.) который, как показывают многочисленные палеоклиматические реконструкции, выполненные не только для территории Валдайской возвышенности [13–15,28], но и для всей Северной Евразии в целом [19,20,22], характеризовался экстремально холодным и засушливым климатом. Значения ET для лесных растительных сообществ в этот период не превышали $320-370$ мм·год $^{-1}$. PET составляло около $410-480$ мм·год $^{-1}$ и примерно равнялось величине выпадающих в этот период атмосферных осадков (рис. 3). TR изменялась в диапазоне от 170 до 220 мм·год $^{-1}$, и составляла в среднем около 80% от ET . Данное соотношение TR и ET , очевидно, обусловлено незначительным количеством осадков, выпадающих на данной территории в исследуемый период. Низкий фон температур и недостаточные условия почвенного увлажнения способствовали распространению на исследуемой территории растительности, характерной для эпохи оледенения, и включали в себя холодные степные сообщества, луга, а также небольшие участки с древесной растительностью.

В наиболее теплую фазу голоцена, которая согласно выполненным реконструкциям на исследуемой территории приходилась на временной интервал 4.5–4.8 ^{14}C л.н., ET , TR и PET достигали максимальных значений ($ET - 430-450$ мм·год $^{-1}$, $TR - 260-290$ мм·год $^{-1}$ и $PET - 560-570$ мм·год $^{-1}$) (рис. 3). Доля TR в ET не превышала 60–65%. Годовая сумма осадков превышала величины ET и PET : отношение ET к осадкам составляло 0.60–0.65, а PET к осадкам (индекс сухости) – около 0.80–0.85. Теплый климат и благоприятные условия увлажнения способствовали распространению хвойно-широколиственных и широколиственных лесов из дуба, вяза и липы с небольшим участием ели, березы и ольхи. Доля ели в древостоях не превышала 20%.

В период похолодания в течение суббореального периода голоцена (4.6–2.6 тыс. ^{14}C л.н.) по модельным расчетам отмечается незначительное снижение ET до $400-420$ мм·год $^{-1}$, TR до $240-270$ мм·год $^{-1}$ и $PET - 530-550$ мм·год $^{-1}$ (рис. 3). Доля TR в ET также несколько снижается по сравнению с позднеатлантической теплой фазой и составляет около 55%. Отношение ET к годовой сумме осадков снижается до 0.55–0.60,

а индекс сухости – до 0.75. Можно сделать предположение, что понижение температуры и увеличение увлажнения территории явились основными факторами, способствовавшими началу активного процесса заболачивания территории. Изменения условий внешней среды способствовали также и увеличению доли участия ели в древостоях (в отдельные периоды до 70–80%), а также уменьшению доли широколиственных пород деревьев.

В теплые фазы среднего суббореала, раннего субатлантика и в «средневековый климатический оптимум» ET лесных растительных сообществ опять возрастает до 430–440 мм·год⁻¹, TR – до 260–270 мм·год⁻¹ и PET – до 540–560 мм·год⁻¹ (рис. 3). Индекс сухости увеличивается до 0.80, а отношение ET к годовой сумме осадков – до 0.60–0.65. Это способствует увеличению в растительном покрове доли широколиственных пород деревьев, и особенно липы и вяза.

В холодную фазу «малого ледникового периода» в XV–XVII веках наблюдается резкое снижение ET до 400–410 мм·год⁻¹ и PET – 510–520 мм·год⁻¹. Годовые значения TR для периода не превышают 240–250 мм·год⁻¹ (рис. 3). Доля TR в ET увеличивается до 60–65%. Отношение ET к годовой сумме осадков снижается до 0.55, а индекс сухости – до 0.70. Относительно холодные и влажные условия этого периода способствовали значительному распространению ели на исследуемой территории (доля участия ели в древостое превышала 80%), а также сильному снижению доли широколиственных пород деревьев. При этом дуб, как одна из самых чувствительных пород среди широколиственных к почвенному переувлажнению, исчезает практически полностью.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основании модельных расчетов с помощью процесс-ориентированной модели *Mixfor – SVAT* была получена система регрессионных уравнений, позволяющих выполнить расчеты ET , PET и TR для лесных экосистем Европейской территории России по данным о среднегодовой температуре, годовом количестве выпадающих осадков, а также об участии ели и деревьев лиственных пород (береза, липа, клен, дуб, вяз) в древостое. В отличие от существующих подходов для оценки испарения лесов, предложенный метод позволяет оценить величину TR древостоев, а также ET и PET лесов с учетом существующих различий между хвойными и лиственными породами деревьев в фенологии, структуре и в экофизиологических свойствах.

Регрессионные уравнения были применены для расчета ET , PET и TR лесных экосистем центральной части Европейской территории России в голоцене (рис. 3). Входные параметры модели (температура, осадки и доля ели в древостое) для разных периодов голоцена были определены в ходе палеогеографических и палеоклиматических исследований в лесах южной части Валдайской возвышенности. Полученные данные о изменчивости ET , PET и TR в различные периоды голоцена позволили сделать выводы о причинах изменения структуры и видового состава растительности в прошлые эпохи, и могут быть использованы для прогноза возможных изменений растительных сообществ на Европейской территории России в будущем при климатических изменениях.

При использовании данных регрессионных уравнений необходимо учитывать, что они получены на основании модельных расчетов с использованием биофизических и биохимических параметров, определенных для деревьев, произрастающих в спелых древостоях на хорошо дренированных почвах в центральных районах Европейской территории России. Учитывая существующее значительное разнообразие в структуре, а также в биофизических и биохимических свойствах между различными породами деревьев, а также деревьев одной породы, произрастающих в различных географических условиях с различным климатом и условиями загрязнения, применение

предложенных уравнений без дополнительной калибровки параметров может привести к некоторым погрешностям в оценках *ET*, *PET* и *TR*.

Настоящая работа выполнена при поддержке грантов РФФИ «Влияние климатических изменений на первичную продуктивность, дыхание и испарение хвойных лесов Европейской территории России» (11-04-01622-а), «Динамика ландшафтов экотона лесной и степной зон Восточно-Европейской равнины в голоцене» (11-05-00557-а), «Разработка трехмерной модели тепло-, влаго- и CO₂-обмена болотных экосистем лесостепной зоны Европейской России» (11-04-97538-р_центр_а), и гранта «Оценка влияния климатических изменений на углеродный и водный баланс лесных экосистем Центрально-Европейской части России» (П.3) по программе фундаментальных исследований Президиума РАН «Биологические ресурсы России: оценка состояния и фундаментальные основы мониторинга».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *IPCC Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the IPCC*. Cambridge: Cambridge University Press, 2007. 960 p.
2. Tchebakova N.M., Blyakharchuk T.A., Parfenova E.I. Reconstruction and prediction of climate and vegetation change in the Holocene in the Altai-Sayan mountains, Central Asia. *Environmental Research Letters*. 2009. V. 4. Article No. 045025. URL: <http://iopscience.iop.org/1748-9326/4/4/045025> (дата обращения: 01.10.2011).
3. Penman H.L. Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proc. Roy. Soc. London A*. 1948. V. 193. P. 120–145.
4. Budyko M.I. *Climate and Life*. Orlando: Academic Press, 1974. 508 p.
5. Prentice I.C., Cramer W., Harrison S.P., Leemans R., Monserud R.A., Solomon A.M. A global biome model based on plant physiology and dominance, soil properties and climate. *J. Biogeogr.* 1992. V. 19. P. 117–134.
6. Brovkin V., Ganopolski A., Svirezhev Y. A continuous climate-vegetation classification for use in climate-biosphere studies. *Ecological Modelling*. 1997. V. 101. P. 251–261.
7. Velichko A.A., Borisova O.K., Zelikson E.M. Paradoxes of the Last interglacial climate reconstruction of the northern Eurasia climate based on palaeofloristic data. *Boreas*. 2008. V. 37. P. 1–19.
8. Величко А.А., Борисова О.К., Зеликсон Э.М. Палеоклимат Северной Евразии при повышении среднеглобальной температуры на 1.6–1.8°C. В: *Климаты и ландшафты Северной Евразии в условиях глобального потепления. Ретроспективный анализ и прогноз*. Под ред. Величко А.А. М.: ГЕОС, 2010. С. 50–69.
9. Гричук В.П. Реконструкция скалярных элементов климатических показателей по флористическим материалам и оценка ее точности. В: *Методы реконструкции палеоклиматов*. Под ред. Величко А.А., Серебрянного Л.Р., Гуртовой Е.Е. М.: Наука, 1985. С. 20–28.
10. Oltchev A., Cermak J., Nadezhdina N., Tatarinov F., Tishenko A., Ibrom A., Gravenhorst G. Transpiration of a mixed forest stand: field measurements and simulation using SVAT models. *Boreal Environmental Research*. 2002. V. 7. № 4. P. 389–397.
11. Olchev A., Ibrom A., Ross T., Falk U., Rakkibu G., Radler K., Grote S., Kreilein H., Gravenhorst G. A modelling approach for simulation of water and carbon dioxide exchange between multi-species tropical rain forest and the atmosphere. *J. Ecological Modelling*. 2008. V. 212. P. 122–130.
12. Ольчев А.В., Курбатова Ю.А., Варлагин А.В., Выгодская Н.Н. Модельный подход для описания переноса CO₂ между лесными экосистемами и атмосферой. *Лесоведение*. 2008. № 3. С. 3–13.

13. Olchev A., Novenko E., Desherevskaya O., Krasnorutskaya K., Kurbatova J. Effects of climatic changes on carbon dioxide and water vapor fluxes in boreal forest ecosystems of European part of Russia. *Environmental Research Letters*. 2009. V. 4. Article No. 045007. URL: <http://iopscience.iop.org/1748-9326/4/4/045007> (дата обращения: 01.10.2011).
14. Novenko E., Volkova E.M., Nosova N.B., Zuganova I.S. Late Glacial and Holocene landscape dynamics in the southern taiga zone of the East European Plain according to pollen and macrofossil records from the Central Forest State Reserve. *Quaternary International*. 2009. V. 207. № 1–2. P. 93–103.
15. Динамика лесных экосистем юга Валдайской возвышенности в позднем плейстоцене и голоцене. Под ред. Новенко Е.Ю. М.: ГЕОС, 2011. 112 с.
16. Климанов В.А. К методике восстановления количественных характеристик климата прошлого. *Вестник МГУ*. 1976. Т. 2. С. 92–98.
17. Falge E., Reth S., Brüggemann N., Butterbach-Bahl K., Goldberg V., Olchev A., Schaaf S., Spindler G., Stiller B., Queck R., Köstner B., Bernhofer C. Comparison of surface energy exchange models with eddy flux data in forest and grassland ecosystems of Germany. *J. Ecological Modelling*. 2005. V. 188. P. 174–216.
18. Корзухин М.Д., Цельникер Ю.Л. Модельный анализ современных ареалов лесных древесных пород на территории России и их вариаций при возможных изменениях климата. *Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем*. 2010. № 23. С. 249–268.
19. Хотинский Н.А., Алешинская З.В., Гуман М.А., Климанов В.А., Черкинский А.Е. Новая схема периодизации ландшафтно-климатических изменений в голоцене *Изв. РАН Сер. геогр.* 1991. № 3. С. 30–42.
20. Динамика ландшафтных компонентов и внутренних морских бассейнов Северной Евразии за последние 130 000 лет (общая палеогеография). Под ред. Величко А.А. М.: ГЕОС, 2002. 232 с.
21. Wohlfarth B., Lacourse T., Bennike O., Bennike O., Subetto D.A., Demidov I., Filimonova L., Tarasov P., Sapelko T. Climatic and environmental changes in north-western Russia between 15000 and 8000 cal yr BP: a review. *Quaternary Science Reviews*. 2007. V. 26. P. 1871–1883.
22. Борисова О.К. Ландшафтно-климатические изменения в умеренных широтах Северного и Южного полушария за последние 130 000 лет. М.: ГЕОС, 2009. 264 с.
23. Khotinski N.A., Klimanov V.A. Alleröd, Younger Dryas and early Holocene palaeo-environmental stratigraphy. *Quaternary International*. 1997. V. 41/42. P. 67–70.
24. Величко А.А., Кременецкий К.В., Негеданк Й., Минграм Й., Борисова О.К., Грибченко Ю.Н., Зеликсон Э.М., Климанов В.А., Новенко Е.Ю., Пирумова Л.Г., Писарева В.В., Разумовский Л.В., Тимирева С.Н. Позднечетвертичная история окружающей среды северо-восточной области Европы (Костромское Заволжье) по данным комплексного изучения осадков Галичского озера. *Изв. РАН Сер. геогр.* 2001. № 3. С. 42–54.
25. Минаева Т.Ю., Глушков И.В., Носова М.Б., Стародубцева О.А., Кураева Е.Н., Волкова Е.М. Очерк болот Центрально-Лесного заповедника. В: *Комплексные исследования в Центрально-Лесном государственном природном биосферном заповеднике: Их прошлое, настоящее и будущее. Труды Центрально-Лесного заповедника*. Под ред. Юрцевой О.В. Тула: Гриф и К°, 2007. Т. 4. С. 267–296.
26. Mann M.E., Zhang Z., Rutherford S., Bradley R., Hughes M.K., Shindell D., Ammann C., Faluvegi G.Ni.F. Global signatures and dynamical origins of the Little Ice Age and medieval climate anomaly. *Science*. 2009. V. 326. P. 1256–1260.
27. Климанов В.А., Хотинский Н.А., Благовещенская Н.В. Колебания климата за исторический период в центре русской равнины. *Изв. РАН Сер. геогр.* 1995. № 1. С. 89–96.

28. Novenko E., Olchev A., Desherevskaya O., Zuganova I.S. Paleoclimatic reconstructions for the south of Valdai Hills (European Russia) as paleo - analogues of possible regional vegetation changes under global warming. *Environmental Research Letters*. 2009. V. 4. Article No. 045016. URL: <http://iopscience.iop.org/1748-9326/4/4/045016> (дата обращения: 01.10.2011).

Материал поступил в редакцию 04.11.2011, опубликован 02.05.2012.