

В.Н. Малинин, С.М. Гордеева, Д.А. Гурьянов

МАЛОПАРАМЕТРИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ УВЛАЖНЕНИЯ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО РЕГИОНА РОССИИ ДЛЯ УСЛОВИЙ СОВРЕМЕННЫХ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА

V.N. Malinin, S.M. Gordeeva, D.A. Gur'yanov

SIMPLE PARAMETRIC HUMIDIFICATION MODEL OF NORTHWEST RUSSIA FOR THE CONDITIONS OF MODERN CLIMATE CHANGE

Предложена простая параметрическая модель увлажнения, описывающая его годовой цикл на основе двух параметров: дефицита влажности и количества выпавших осадков. Выполнены расчеты характеристик увлажнения за 1966–2010 гг. для Северо-Западного региона России и выявлены их пространственно-временные закономерности.

Ключевые слова: увлажнение, испаряемость, осадки, уравнение связи, моделирование, Северо-Западный регион.

Propose a simple parametric model of humidification, describing its annual cycle on the basis of two parameters: saturation deficit and amount of precipitation. Calculations of humidification characteristics for 1966–2010 years are made for Northwest Russia and their spatio-temporal patterns are identified.

Key words: humidification, evaporation, precipitation, constraint equation, modeling, Northwest Region.

Результатом разбалансировки климатической системы Земли в современных условиях является не только глобальное потепление, но также увеличение числа и мощности различных погодно-климатических аномалий. Именно об этом свидетельствует быстрый рост беспрецедентных стихийных бедствий (крупномасштабные наводнения, засухи, тропические ураганы, штормовые циклоны, смерчи, торнадо и т.п.), наблюдающихся в разных странах мира. Не обошли эти бедствия и нашу страну. В 2010 г. отмечалась катастрофическая летняя засуха на большей части Европейской территории России, которая привела к многочисленным лесным пожарам, сопровождающихся гибелью людей, к значительным потерям урожая зерновых и других сельскохозяйственных культур. Естественным следствием засухи стало неполное заполнение водохранилищ Волжского каскада в период половодья 2011 г., вследствие чего произошло резкое снижение выработки электроэнергии. Даже предварительная оценка ущерба (прямые убытки) экономике России от жары на начало августа

2010 г. составила 15 млрд долл. [10], а с учетом длительных косвенных последствий она многократно возрастает. Поэтому численное описание процессов формирования увлажнения и возможностей их долгосрочного прогноза представляет очень актуальную задачу.

В данной работе рассматривается Северо-Западный регион России (без Мурманской области), находящийся в зоне хвойных и смешанных лесов, большая часть территории которого характеризуется избыточным увлажнением, т.е. недостатком тепла. Источником исходной информации послужил архив ВНИИГМИ-МЦД [12], содержащий данные срочных инструментальных наблюдений на метеорологических станциях России в основном с 1950 г., когда сеть станций резко выросла. Архив предоставляет доступ к данным о сумме осадков, атмосферном давлении, солнечном сиянии, упругости водяного пара, ежедневных температурах воздуха и количестве осадков, ежедневных данных о температуре почвы, характеристиках снежного покрова. В архив входит около 500 станций для России, в том числе 27 станций, находящихся в Северо-Западном регионе (СЗР). К сожалению, сеть станций, особенно для восточных районов, весьма редкая. Однако, учитывая довольно однородный характер подстилающей поверхности для этих районов, даже редкая сеть станций не является критичной.

В общем случае абсолютным увлажнением принято считать разность между количеством выпавших осадков и испарением с подстилающей поверхности, т.е. величину $P-E$. Помимо этого существует еще целый ряд параметров, характеризующих увлажнение поверхности суши, так или иначе связанных с величиной испаряемости E_0 , под которой обычно понимается максимально возможное при данных метеорологических условиях испарение, когда влажность почвы не оказывает лимитирующее воздействие на процесс испарения. Эта величина даёт представление о верхнем пределе испарения с суши, когда нет недостатка влаги в почве. Отсюда следует, что испаряемость должна быть близка испарению с поверхности суши в зоне избыточного увлажнения, а также к испарению с водной поверхности при условии близости величин альбедо воды и поверхности суши [8]. Поэтому недостаток влаги приводит к снижению испарения, которое всегда меньше испаряемости.

В практических расчетах очень часто используются различные безразмерные индексы, например, коэффициент увлажнения P/E_0 , обратная ему величина — коэффициент испаряемости E_0/P , коэффициент испарения E/P , а также относительное испарение E_0-E и др. Очевидно, что между характеристиками увлажнения должна существовать функциональная связь. Так, широкую известность получило уравнение связи между водным и тепловым балансами поверхности суши [2], которое описывает процесс формирования увлажнения для многолетних годовых условий. Существенно больший диапазон описания увлажнения демонстрирует уравнение связи между водными балансами атмосферы и поверхности суши [6], которое обладает следующими характерными особенностями:

- отражает взаимосвязь всех параметров, обуславливающих увлажнение;
- разность $P-E$ одновременно входит в уравнения водного баланса атмосферы и поверхности суши, связывая воедино процессы переноса атмосферной влаги и процессы движения воды в почвенно-грунтовой толще;

- выполняется лишь при относительно больших пространственно-временных масштабах осреднения, когда испарение определяется преимущественно климатическими факторами, а суммарным влиянием местных (ландшафтных) факторов можно пренебречь.

В общем виде уравнение связи между водными балансами атмосферы и поверхности суши может быть записано в виде:

$$(E - P) / P = \Psi(E_0 / P), \quad (1)$$

или

$$(\Delta W + \text{div}F) / P = -(\Delta S + Q) / P = \Psi(E_0 / P), \quad (2)$$

где ΔW — изменения влагосодержания атмосферы; $\text{div}F$ — дивергенция вертикально-интегрированного горизонтального потока водяного пара; ΔS — изменения запасов поверхностных и подземных вод в почвенно-грунтовой толще; Q — речной сток.

Для территорий, расположенных в различных природных условиях Восточной Европы, уравнение связи для средних годовых условий имеет вид:

$$\frac{E - P}{P} = \begin{cases} -1 + c_1(E_0 / P), & E_0 / P \leq \tau \\ -1 + c_2(P / E_0)^{c_3} \text{th}(E_0 / P), & E_0 / P \geq \tau \end{cases}, \quad (3)$$

или переходя от относительного увлажнения $(E_0 - P) / P$ к коэффициенту испарения:

$$\frac{E}{P} = \begin{cases} c_1(E_0 / P), & E_0 / P \leq \tau \\ c_2(P / E_0)^{c_3} \text{th}(E_0 / P), & E_0 / P \geq \tau \end{cases}, \quad (4)$$

где c_1, c_2, c_3 — некоторые константы ($c_1 = 0,9$; $c_2 = 1,06$; $c_3 = 0,06$); th — гиперболический тангенс; τ — параметр, разграничивающий условия избыточного и достаточного увлажнения ($\tau = 0,78$).

Заметим, что эти формулы косвенным образом учитывают влияние почвы на процесс испарения, так как влажность почвы нелинейно может быть выражена через величину P/E_0 . Нетрудно показать, что уравнение связи (1) отличается от уравнения связи между водным и тепловым балансами поверхности суши, предложенным М.И. Будыко [2] только константой, равной 1. Однако уравнение связи в виде (4) значительно лучше адаптировано к условиям увлажнения Европейской территории России (ЕТР), чем уравнение М.И. Будыко, в котором норма испаряемости определяется по приближенной формуле $E_0 = R_0/L$, где R_0 — радиационный баланс увлажненной поверхности; L — скрытая теплота испарения.

Применительно к среднегодовым месячным условиям увлажнения уравнение связи (4) приобретает следующий вид:

$$\frac{E - P}{P} = \begin{cases} -1 + a_1 E_0 / P, & 0 \leq E_0 / P \leq \lambda_1 \\ a_2 + a_3 \ln(E_0 / P), & \lambda_1 \leq E_0 / P \leq \lambda_2 \\ a_4 + a_5 \exp(E_0 / P), & \lambda_3 \leq E_0 / P \leq \lambda_2' \\ -1 + a_6 E_0 / P, & 0 \leq E_0 / P \leq \lambda_3 \end{cases}, \quad (5)$$

где a_1, \dots, a_6 — некоторые константы; $\lambda_1, \lambda_2, \lambda_3$ — параметры увлажнения, имеющие четкий физический смысл.

Численное значение параметра λ_1 соответствует влажности почвы, равной наименьшей влагоемкости ($\lambda_1 = 1,22$), поэтому в интервале $[0, \lambda_1]$ наблюдается избыточное увлажнение, в результате чего интенсивность испарения полностью определяется метеорологическими условиями (*I стадия увлажнения*). Параметр λ_2 соответствует условиям, когда влажность почвы достигает влажности разрыва капилляров ($\lambda_2 = 3,76$). Вследствие этого интервал $[\lambda_1, \lambda_2]$ представляет недостаточное увлажнение, которое характеризуется тем, что интенсивность испарения уже определяется в основном скоростью восходящего движения воды к поверхности почвы (*II стадия увлажнения*). Численное значение параметра λ_3 соответствует влажности почвы, при которой происходит восстановление капиллярных связей и подвешенная влага приобретает способность передвигаться к зоне парообразования ($\lambda_3 = 2,17$). Интервал $[\lambda_3, \lambda_2]$ представляет аридные условия увлажнения, когда интенсивность испарения зависит от скорости молекулярной диффузии водяного пара через сухой верхний слой почвы (*III стадия увлажнения*). В интервале $[0, \lambda_3]$, соответствующем уже накоплению влаги в почвенно-грунтовой толще и характеризующем достаточное увлажнение, испарение опять начинает зависеть от метеорологических факторов (*IV стадия увлажнения*).

Таким образом, в общем случае годовой цикл увлажнения поверхности суши представляет собой своеобразную петлю гистерезиса с четырьмя особыми точками. При этом первые два соотношения в (5) характеризуют восходящую ветвь гистерезисной кривой, а два других — её нисходящую ветвь. Следует отметить, что сезонные изменения увлажнения в лесной и лесостепной зонах ЕТР полностью определяются восходящей ветвью гистерезисной кривой. Для хвойных и смешанных лесов $a_1 = 0,90$, $a_2 = -0,12$, $a_3 = 1,10$, а для лиственных лесов и лесостепи $a_1 = 0,85$, $a_2 = -0,16$, $a_3 = 1,05$. Некоторые различия в численных значениях этих параметров обусловлены различиями в глубине залегания подземных вод.

Явление гистерезиса свойственно только степной зоне и обусловлено меняющейся реакцией почвогрунтов в зависимости от степени насыщения их влагой, на процесс влагообмена с атмосферой. При этом переход с восходящей ветви на нисходящую происходит, когда заканчивается активная транспирация растительного покрова, составляющая значительную долю суммарного испарения. В дальнейшем до установления снежного покрова суммарное испарение можно рассматривать в основном как испарение с оголенной почвы. Помимо особых точек гистерезисной кривой ($-1, \lambda_1, \lambda_2, \lambda_3$), характеризующих переход с одной стадии увлажнения на другую, важное значение имеет сдвиг в значениях E_0/P по оси абсцисс (размах гистерезисной петли). Именно его величина, в конечном счете, обусловлена механизмом транспирации

растительного покрова. Параметры нисходящей ветви для степной зоны ЕТР имеют значения: $a_4 = 0,265$, $a_5 = 0,035$, $a_6 = 0,48$.

При переходе в (5) от многолетнего осреднения к реальным месячным периодам времени целесообразно уже не ограничивать гистерезисную петлю параметром λ_2 . Это означает, что ветви гистерезисной кривой после пересечения в точке λ_2 начинают расходиться друг от друга, в результате чего величины E_0/P могут принимать значения, большие λ_2 . Отметим также, что уравнение связи описывает практически все условия увлажнения, начиная с Крайнего Севера ЕТР и кончая пустынями вблизи Каспийского моря.

Итак, коэффициент испаряемости является универсальным параметром, описывающим практически все условия увлажнения на ЕТР. Однако если величину осадков несложно определить по данным наблюдений, то оценка испаряемости, особенно для коротких периодов времени, представляет весьма сложную задачу. Связано это с тем, что испарение в каждой отдельной точке пространства зависит как от комплекса климатических условий (солнечная радиация, температура, осадки и др.), так и от местных факторов (влажность почвы, рельеф, вид и механический состав почв и т.п.). При переходе с одного вида подстилающей поверхности на другой испарение существенно меняется. Учитывая разнообразие почв, большую изменчивость влагозапасов в зоне аэрации, а также пестроту рельефа местности, пространственные изменения испарения становятся ещё более значительными. Естественно, это влияет и на оценку испаряемости. Поэтому существует значительное число методов расчета испаряемости, сведения о которых, приводятся, например, в [1, 3, 4]. Для средних многолетних месячных условий наиболее признанным считается комплексный метод М.И. Будыко [2], который физически обоснован, так как в нём учитываются основные определяющие E_0 факторы: радиационный баланс, температура и влажность воздуха. В его основе лежит представление о пропорциональности испарения с влажной поверхности дефициту влажности, определенному по температуре испаряющей поверхности, т.е.

$$E_0 = rD(q_s - q), \quad (6)$$

где ρ — плотность воздуха; D — интегральный коэффициент турбулентной диффузии, принимаемый в климатологических расчетах обычно постоянной величиной ($D = 0,63$ см/с); q_s — удельная влажность насыщенного водяным паром воздуха при температуре поверхности почвы T_{LA} , которая определяется при условии достаточного увлажнения поверхности из уравнения теплового баланса суши:

$$R = LE_0 + P_T + B, \quad (7)$$

где R — радиационный баланс; P_T — турбулентный поток тепла; B — поток тепла в почву. Подставляя в эту формулу известные выражения для R и P_T , можно получить:

$$R_0 - B = L\rho D(q_s - q) + (\rho c_p D + 4s\sigma T)(T_{LA} - T), \quad (8)$$

где R_0 — радиационный баланс увлажненной поверхности; c_p — теплоёмкость воздуха; σ — постоянная Стефана-Больцмана; s — коэффициент серости.

Рассчитав R_0 по данным о температуре, влажности и балле облачности, B — по годовой амплитуде температуры, зная T и q , из уравнения (8) определяем T_{LA} и q_s , связанные между собой функциональной зависимостью (формулой Магнуса). Далее нетрудно по формуле (6) вычислить E_0 .

Некоторое уточнение классической схемы комплексного метода может быть осуществлено путем численного введения в формулу Магнуса поправки Ольдекопа и уточнения вычислительной процедуры уравнения (8). В результате рабочая формула для расчета E_0 приобретает вид:

$$E_0 = \begin{cases} 12,96(1 - \alpha T)(e_s - e), & \text{при } \tau = 30 \\ 13,39(1 - \alpha T)(e_s - e), & \text{при } \tau = 31 \end{cases} \quad (9)$$

где E_0 в мм/мес; T в °С; $\alpha = 273^{-1}$; t — число дней в месяце.

Принципиальный недостаток этого метода состоит в том, что с его помощью можно рассчитывать только среднегодовые месячные значения E_0 .

К сожалению, для коротких периодов времени методы расчета испаряемости либо весьма сложны и включают трудно определяемые параметры, либо физически мало обоснованы. Поэтому для определения E_0 за конкретные месячные интервалы времени можно воспользоваться гипотезой сопряженности пространственно-временных колебаний испаряемости и дефицита влажности [6]. Сравнительный анализ вклада отдельных элементов в величину E_0 показывает, что влиянием облачности можно пренебречь, а температура и влажность связаны между собой через дефицит влажности d . Сказанное позволяет записать выражение:

$$E_{0i} / \bar{E}_0 = f_1(d_i / \bar{d}), \quad (10)$$

отражающее зависимость межгодовых колебаний испаряемости от дефицита влажности в пункте наблюдений в i -й месяц (\bar{E}_0 и \bar{d} — среднемесячные нормы этих элементов). Одновременно в соответствии с указанной гипотезой мы можем записать соотношение:

$$\bar{E}_{0j} / \langle \bar{E}_0 \rangle = f_2(\bar{d}_j / \langle \bar{d} \rangle), \quad (11)$$

отражающее взаимосвязь пространственных колебаний среднемесячных норм испаряемости и дефицита влажности в j -м пункте ($\langle \bar{E}_0 \rangle$ и $\langle \bar{d} \rangle$ — осредненные по большой площади среднемесячные нормы этих элементов). Выражения (10) и (11) тождественны, причем $f_1 = f_2$. Как было установлено из анализа экспериментальных данных, формулы (10) и (11) для i -го месяца и j -го пункта могут быть представлены в виде:

$$E_{0i} = \bar{E}_0 (d_i / \bar{d})^z, \quad (12)$$

или

$$\bar{E}_{0j} = \langle \bar{E}_0 \rangle (\bar{d}_j / \langle \bar{d} \rangle)^z, \quad (13)$$

где χ — отношение пространственных или временных коэффициентов вариации (C) испаряемости и дефицита влажности, т.е.:

$$\chi = C_{\langle E_0 \rangle} / C_{\langle d \rangle} = C_{E_{0i}} / C_{d_i}. \quad (14)$$

Из данной формулы следует, что временная изменчивость среднемесячных параметров испаряемости и дефицита влажности в конкретном пункте ЕТР равнозначна пространственной изменчивости среднемноголетних значений этих же параметров.

Итак, формула (12) представляет искомое решение задачи определения испаряемости за короткие (месячные) интервалы времени. Отметим, что предлагаемый подход весьма прост, физически обоснован и не требует знания каких-либо трудно определяемых параметров. В работе [11] величина χ оценена как отношение пространственных коэффициентов вариации. Для этого использовались среднемноголетние месячные значения \bar{E}_0 , рассчитанные комплексным методом в работе [3], а также аналогичные значения \bar{d} , заимствованные из Справочника по климату СССР и осредненные преимущественно за период 1936–1960 гг. Всего в расчетах использовано около 150 станций, равномерно расположенных на ЕТР. Оценки коэффициентов χ представлены в табл. 1. Нетрудно видеть, что χ имеет сезонный ход, обратный температуре воздуха.

Таблица 1

Сезонный ход коэффициентов χ для различных регионов России

Регион	Период времени	Апрель	Май	Июнь	Июль	Август	Сентябрь
ЕТР	1936–1960	0,70	0,50	0,45	0,45	0,55	0,70
СЗР	1966–1995	0,73	0,66	0,43	0,41	0,51	0,68

Как известно, периоду 1936–1960 гг. соответствует относительное похолодание. Однако начиная с середины 70-х гг. прошлого столетия, на ЕТР начинается резкий рост температуры воздуха. В результате к 2006 г. средняя температура на ЕТР возросла на 1,33°C [7]. В течение 1976–2006 гг. средний линейный тренд температуры воздуха на ЕТР составлял $Tr = 0,48^\circ\text{C}/10$ лет, что почти в 2 раза превышает темпы потепления в Северном полушарии [5]. Поскольку потепление климата не может не сказаться на режиме увлажнения, то необходим пересчет коэффициента χ для современных климатических условий.

С этой целью использовались метеорологические данные архива ВНИИГМИ-МЦД для 27 станций, расположенных на территории СЗР. Период наблюдений за упругостью водяного пара (e) составил 45 лет (1966–2010 гг.). Вначале для каждой станции по среднесуточной температуре воздуха с использованием формулы Магнуса определялась насыщающая упругость водяного пара e_s . После этого вычислялся среднесуточный дефицит влажности $d = e_s - e$. Далее находились среднемесячные значения дефицита, которые послужили основой для всех последующих расчетов. В качестве базового был выбран период 1966–1995 гг. Для указанного периода определены среднемноголетние месячные значения \bar{d} .

Для оценки средних многолетних значений испаряемости использованы номограммы их зависимости от дефицита влажности для различных геоботанических зон ЕТР и для каждого месяца теплого периода (апрель–октябрь), которые были построены на основе комплексного метода и представлены в работе [9]. Полученные таким образом в цифровом виде значения испаряемости использовались в последующих расчетах. В частности, в результате аппроксимации зависимости $\bar{E} = f(\bar{d})$ различными эмпирическими формулами было установлено, что наиболее универсальной является рациональная функция, обеспечивающая максимальную точность предвычисления испаряемости. Данная функция имеет вид:

$$\bar{E}_0 = (a_0 + a_1\bar{d}) / (1 + a_2\bar{d} + a_3\bar{d}^2). \quad (15)$$

Коэффициенты a_j для лесных геоботанических зон ЕТР приводятся в табл. 2. Так как номограммы для зон смешанных и лиственных лесов практически совпадали, то совпали и коэффициенты рациональной функции. Из табл. 2 видно, что во всех случаях коэффициент детерминации R^2 почти равен 1, т.е. рассчитанные по формуле (15) и заданные значения испаряемости полностью соответствуют друг другу.

Таблица 2

Численные оценки коэффициентов рациональной функции (15) для различных геоботанических зон ЕТР и месяцев теплого периода года

Месяц	Геоботаническая зона	Коэффициенты в формуле (15)				R^2
		a_0	a_1	a_2	a_3	
апрель	хвойный лес	5,14	18,49	0,0698	0,0048	0,99
	смешанный и лиственный лес	9,43	30,92	0,199	-0,0039	0,99
май	хвойный лес	10,06	25,08	0,0817	0,0017	0,99
	смешанный и лиственный лес	17,90	49,54	0,357	-0,0086	0,99
июнь	хвойный лес	20,39	53,78	0,385	-0,0091	0,99
	смешанный и лиственный лес	31,84	75,06	0,598	-0,017	0,99
июль	хвойный лес	20,38	53,99	0,388	-0,0093	0,99
	смешанный и лиственный лес	22,89	70,06	0,556	-0,0157	0,99
август	хвойный лес	12,20	34,70	0,241	-0,0039	0,99
	смешанный и лиственный лес	13,66	37,09	0,247	-0,0052	0,99
сентябрь	хвойный лес	7,43	20,85	0,0779	0,0046	0,99
	смешанный лес	7,28	22,78	0,126	-0,0002	0,99
	лиственный лес	9,66	22,60	0,110	-0,0007	0,99
октябрь	вся лесная зона	1,77	12,28	0,060	0,0082	0,99

Далее для каждой из 27 станций с учетом ее принадлежности к какой-либо геоботанической зоне по среднемноголетним значениям \bar{d} за базовый период определялись величины испаряемости за теплое полугодие года. После этого уже несложно оценить коэффициенты χ , оценки которых приводятся в табл. 1. Дополнительно отметим, что для октября $\chi = 0,78$. Существенное отличие их от предыдущих оценок χ отмечается только для мая.

Так как в зимний (ноябрь–март) период испаряемость принимается равной испарению со снега, то она, естественно, значительно уступает испаряемости в теплый период года. Для оценки ее среднемесячных значений может быть использована следующая формула:

$$E_{\text{зим}} = 0,37nd, \quad (16)$$

где n — число дней в месяце.

Итак, годовой цикл испаряемости может быть определен по данным о значениях дефицита влажности. На рис. 1 представлено распределение среднемноголетних годовых значений испаряемости для СЗР. Нетрудно видеть их закономерное увеличение по направлению на юг. Минимальное значение испаряемости отмечается в районе Мезени (чуть более 400 мм), а максимальное — в районе Санкт-Петербурга (550 мм). По сравнению с нормами испаряемости, рассчитанных Л.И. Зубенком для периода 30–60-х гг. прошлого столетия [3], их современные оценки увеличились на 5–10 %.

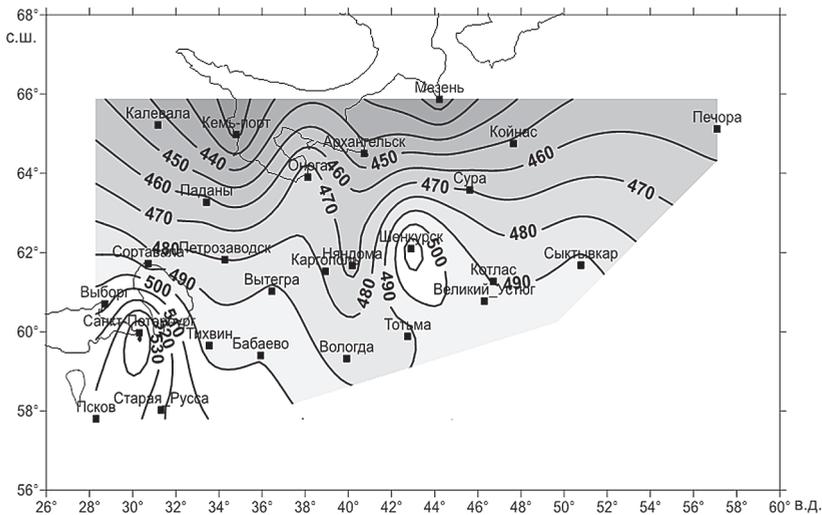


Рис. 1. Пространственное распределение среднемноголетних годовых значений испаряемости для Северо-Западного района России, мм

Отметим, что годовые значения испаряемости с высокой точностью могут быть определены по ее суммам за теплый период (апрель–октябрь), т.е.:

$$E_{0\text{год}} = 1,105E_{0(\text{апр.-окт.})} - 15,48. \quad (17)$$

Стандартная ошибка оценки $E_{0\text{год}}$ составляет $\sigma_\epsilon = 4,3$ мм при коэффициенте детерминации $R^2 = 0,98$.

На рис. 2 приводится распределение среднемноголетних месячных значений испаряемости за теплый период года, усредненных для СЗР. Их изменчивость по территории задана в виде среднеквадратического отклонения $\pm\sigma$. Как и следовало ожидать, максимальные значения испаряемости отмечаются в июне-июле и резко убывают к осени и весне. Пространственная изменчивость испаряемости наиболее выражена в мае, когда коэффициент пространственной вариации составил $C = 0,13$. Для июня–июля пространственная изменчивость минимальна ($C = 0,05$), т.е. распределение испаряемости по территории является очень однородным.

Учитывая характер взаимосвязи среднемесячных значений E_0 и d естественно ожидать, что он сохранится и для средних годовых значений. Действительно, как видно из рис. 3, между данными параметрами отмечается слабовыраженная нелинейная связь, которая начинает проявляться при значениях $d > 2,3$ мб. При $d < 2,3$ мб связь практически линейная. Аппроксимация ее рациональной функцией позволила получить следующие коэффициенты: $a_0 = 250,33$, $a_1 = -33,68$, $a_3 = -0,43$, $a_4 = 0,059$. Коэффициент детерминации этой зависимости $R^2 = 0,99$, а средняя квадратическая ошибка $\sigma_\epsilon = 3,0$ мм, что составляет менее 1 % от средней величины испаряемости.

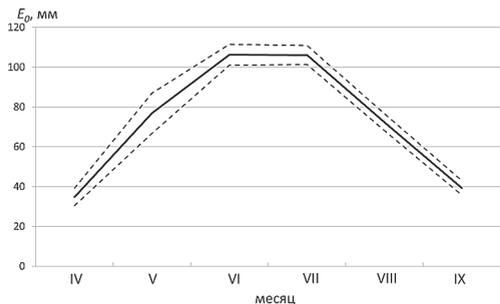


Рис. 2. Распределение среднемноголетних месячных значений испаряемости за теплый период года, усредненных для СЗР. Оценки среднеквадратического отклонения $\pm\sigma$ даны штриховыми линиями

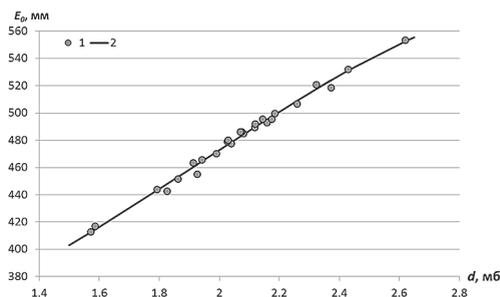


Рис. 3. Эмпирическая зависимость годовых норм испаряемости от дефицита влажности для территории Северо-Западного региона России

На рис. 4 представлено распределение среднемноголетних годовых значений коэффициента испаряемости для СЗР. Как и следовало ожидать, СЗР полностью находится в зоне избыточного и достаточного увлажнения ($\overline{E}_{0\text{год}}/\overline{P}_{\text{год}} < 1$), причем большая часть региона — в зоне избыточного увлажнения ($\overline{E}_{0\text{год}}/\overline{P}_{\text{год}} < 0,78$). Минимальные значения коэффициента испаряемости отмечаются между Тихвином и Нядомой ($\overline{E}_{0\text{год}}/\overline{P}_{\text{год}} < 0,70$), где выпадает максимальное количество осадков на территории СЗР.

Максимальных значений коэффициента испаряемости достигает в районе между Великим Устюгом и Шенкурском ($\bar{E}_{\text{год}}/\bar{P}_{\text{год}} = 0,92$).

На рис. 5 приводится пространственное распределение углового коэффициента в уравнении тренда (a_1) для средних годовых значений коэффициента испаряемости за период 1966–2010 гг.

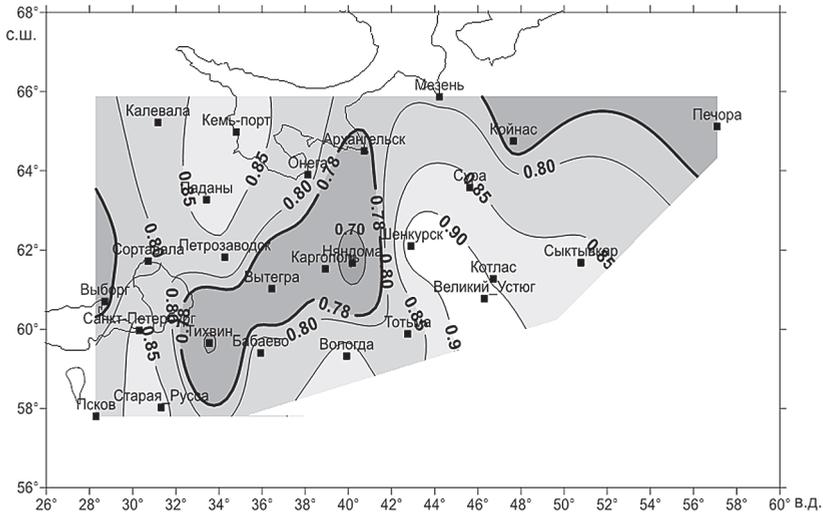


Рис. 4. Пространственное распределение среднегодовых значений коэффициента испаряемости для Северо-Западного региона России.

Изолинией $E_{\text{год}}/P_{\text{год}} = 0,78$ разделены районы избыточного и достаточного увлажнения

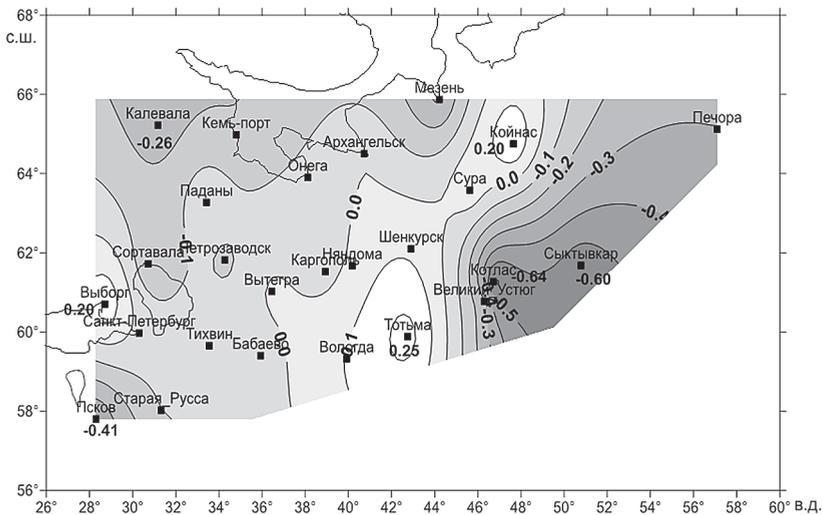


Рис. 5. Пространственное распределение углового коэффициента (a_1) в уравнении тренда для средних годовых значений коэффициента испаряемости за период 1966–2010 гг.

Максимальное увеличение коэффициента испаряемости отмечается в районе Тотьмы, а его максимальное уменьшение — в районе Котласа. Как видно из табл. 3, тренд коэффициента испаряемости в обоих пунктах обусловлен разнонаправленными трендами в испаряемости и осадков, причем преобладающий вклад вносят осадки.

Таблица 3

Оценки углового коэффициента a_1 , характеризующего направленность линейного тренда для средних годовых значений испаряемости, осадков и коэффициента испаряемости за 1966–2010 гг.

Станция	Испаряемость, мм/год	Осадки, мм/год	Коэффициент испаряемости
Тотьма	0,40	-1,20	0,25
Котлас	-0,42	2,77	-0,64

Итак, разработана простая параметрическая модель увлажнения территории, описывающая его годовой цикл и межгодовую изменчивость на основе всего двух параметров: дефицита влажности и количества выпавших осадков. Для Северо-Западного региона России выполнены расчеты характеристик увлажнения за 1966–2010 гг. и выявлены их пространственно-временные закономерности.

Литература

1. *Братсерт У.Х.* Испарение в атмосферу, Пер. с англ. — Л.: Гидрометеиздат, 1985. — 351 с.
Brutsaert W. Isparenie v atmosferu. — L.: Hydrometeoizdat, 1985. — 351 s.
2. *Будыко М.И.* Климат и жизнь. — Л.: Гидрометеиздат, 1971. — 470 с.
Budyko M.I. Klimat i Zhizn'. — L.: Hydrometeoizdat, 1971. — 470 s.
3. *Зубенок Л.И.* Испарение на континентах. — Л.: Гидрометеиздат, 1976. — 264 с.
Zubenok L.I. Isparenije na kontinentah. — L.: Hydrometeoizdat, 1976. — 264 s.
4. *Догановский А.М., Малинин В.Н.* Гидросфера Земли. — СПб: Гидрометеиздат, 2004. — 630 с.
Doganovsky A.M., Malinin V.N. Gidrosfera Zemli. — SPb: Hydrometeoizdat, 2004. — 630 s.
5. *Крышнякова О.С., Малинин В.Н.* Тренды в колебаниях температуры воздуха и осадках на Европейской территории России. // Известия Рус. геогр. об-ва, 2009, т. 141, № 2, с. 23–30.
Kryshniakova O.S., Malinin V.N. Trendy v kolebanijah temperatury vozduha i osadkah na evropejskoj territorii Rossii. // Izvestija Russkogo Geograficheskogo obschestva, 2009, t. 141, № 2, s. 23–30.
6. *Малинин В.Н.* О связи водных балансов атмосферы и подстилающей поверхности. // География и природные ресурсы, 1984, № 1, с. 114–121.
Malinin V.N. O svyazi vodnyh balansov atmosfery i podstilajushey poverhnosti. // Geografija i prirodnyje resursy, 1984, № 1, s. 114–121.
7. Оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. Т. 1. Изменения климата. — М.: Росгидромет, 2008. — 227 с.
Otsenochnyy doklad ob izmeneniyah klimata i ih posledstvijah na territorii Rossiyskoj Federatsii. T. 1. Izmenenije klimata. — M.: Roshydromet, 2008. — 227 s.
8. *Постников А.Н.* Оценка норм испарения за безледоставный период с озер и водохранилищ России и отдельных стран СНГ методом теплового баланса. // Ученые записки РГГМУ, 2012, № 26, с.25–33.
Postnikov A.N. Otsenka norm isparenija za bezledostavny peroid s ozer i vodohranilishch Rossii i otdelnyh stran SNG metodom teplovogo balansa. // Uchenyje zapiski RGGMU, 2012, № 26, s. 25–33.
9. Рекомендации по расчету испарения с поверхности суши. — Л.: Гидрометеиздат, 1976. — 96 с.
Rekomendatsii po raschetu isparenija s poverhnosti sushi. — L.: Hydrometeoizdat, 1976. — 96 s.

10. Самое важное: Убытки, которые понесла экономика России. // *Время*: газета, 11 августа 2010, № 145(16576), с. 1.
Самое vazhnoje: ubytki kotoryje ponessa ekonomika Russii. // *Vremja*: gazeta, 2010, № 145(16576), s. 1.
11. *Смирнов Н.П., Малинин В.Н.* Водный баланс атмосферы как гидрологическая задача. — Л.: Изд. Ленинградского университета, 1988. — 199 с.
Smirnov N.P., Malinin V.N. Vodniy balans atmosfery kak gidrologicheskaja zadacha. — L.: LSU Publ., 1988. — 199 s.
12. [<http://www.meteo.ru/>].

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 14-05-00837).