

УДК 556.3.06:556.1

С.О. Гриневский¹, С.П. Поздняков²**РЕТРОСПЕКТИВНЫЙ АНАЛИЗ ВЛИЯНИЯ КЛИМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ НА ФОРМИРОВАНИЕ РЕСУРСОВ ПОДЗЕМНЫХ ВОД³**

На основе фактических метеорологических данных, характеризующих статистически значимые изменения температуры воздуха и количества осадков на территории юго-западной части Московского артезианского бассейна, проведено моделирование условий формирования водного баланса и инфильтрационного питания подземных вод. Сопоставление расчетных среднесуточных величин за предшествующий (1965–1988) и современный (1989–2012) периоды позволило оценить климатические изменения элементов водного баланса и питания подземных вод. На основе карт среднесуточного инфильтрационного питания на предшествующий и современный периоды, построенных по результатам моделирования, проведена оценка изменения естественных ресурсов подземных вод рассматриваемой территории, которая показала их увеличение на 9% (780 тыс. м³/сут).

Ключевые слова: инфильтрационное питание, ресурсы подземных вод, водный баланс, изменение климата, моделирование.

Water balance and groundwater recharge simulations based on meteorological data with climate trends were made for the South-western part of Moscow artesian basin. Modeling results comparison of mean annual water balance and recharge values for previous (1965–1988) and present (1989–2012) periods allow to estimate their changes due to transient climate conditions. Assessment of groundwater resources climate changes was made on the basis of mean annual groundwater recharge maps for the investigated region for previous and present time periods, which showed their increase of 9% (720 thousands m³/d).

Key words: groundwater recharge, groundwater resources, water balance, climate change, modeling.

Введение. Влияние глобального изменения климата на водные ресурсы — одна из наиболее обсуждаемых фундаментальных проблем в области климатологии и водных ресурсов. Результаты последней Всемирной Климатической конференции ООН, результаты которой зафиксированы в Парижском соглашении, подтверждают актуальность этой проблемы в общемировом масштабе и расширяют практические действия правительств многих стран по борьбе с климатическим кризисом, сформулированные в Киотском протоколе. Подземные воды зоны активного водообмена, как составляющая часть гидрологического цикла суши, несомненно, также подвержены влиянию наблюдаемых и ожидаемых климатических изменений. Мировое сообщество гидрогеологов уже достаточно активно подключилось к анализу проблемы масштаба влияния климатических изменений на режим и баланс подземных вод.

В последнее десятилетие в ведущих мировых журналах опубликованы десятки статей, связанных с оценкой и прогнозом влияния изменений климата на подземные воды, например, [Beigi et al., 2015; Crosbie et al., 2010, 2013; Goderniaux et al., 2015;

Taylor et al., 2013]. Число российских публикаций по этой теме достаточно ограничено [Джамалов и др., 2010; Современные..., 2006]. Возможно, это связано с тем, что большая часть территории нашей страны относится к зонам избыточного и достаточного увлажнения, что, на первый взгляд, снижает актуальность этой проблемы. Однако, например, для европейской части РФ, которая относится к зоне сезонного, преимущественно весеннего питания подземных вод, изменение условий накопления и таяния снегового покрова и гидрологического режима рек приведет к изменению как внутригодового, так и многолетнего режима питания, разгрузки и уровней подземных вод.

Инфильтрационное питание подземных вод (ИП) за счет атмосферных осадков в среднесуточном разрезе определяет величину их естественных ресурсов, которая непрерывно возобновляется в процессе круговорота воды и в практическом отношении характеризует верхний предел возможного использования пресных подземных вод зоны интенсивного водообмена без их истощения. Значительный интерес к проблеме влияния климата на ресурсы подземных и поверхностных

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, докт. геол.-минерал. н., профессор; *e-mail:* sogrin@geol.msu.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра гидрогеологии, докт. геол.-минерал. н., профессор; *e-mail:* sppo zd@geol.msu.ru

³ Работа выполнена при поддержке гранта РНФ (проект № 16-17-10187).

вод, возросший в последние годы, вызван необходимостью оценки перспектив их использования и адаптации стратегий водопотребления к происходящим и прогнозируемым изменениям климата. Определяющая роль метеорологических факторов в первую очередь таких, как осадки, температура и влажность воздуха, солнечная радиация, в процессах формирования ИП очевидна. Вместе с тем климатические изменения этих характеристик и их сезонного распределения, в зависимости от ландшафтных и гидрогеологических условий, могут по-разному влиять на водно-балансовые процессы на поверхности земли и в зоне аэрации (ЗА), формирующие ИП. В статье представлены результаты модельной ретроспективной оценки влияния наблюдаемых с конца XX в. изменений климата на процессы формирования ИП на примере юго-западной части Московского артезианского бассейна (МАБ) в границах Калужской и смежных областей.

Основания для проведения исследований. Как показывает анализ многолетних рядов метеорологических характеристик, на всех метеостанциях в юго-западной части МАБ отчетливо наблюдается увеличение минимальных, средних и максимальных значений температуры воздуха, начиная примерно с середины 80-х годов прошлого века (рис. 1), при этом наблюдаемые тренды увеличения температуры статистически значимы. Вариации годовых сумм осадков не так однозначны, а по некоторым станциям отсутствуют (рис. 1).

Для количественной оценки влияния наблюдаемых с конца прошлого века климатических изменений на ИП проведено моделирование его формирования в течение двух 24-летних расчетных периодов. Первый период охарактеризован метеорологическими данными с 1965 по 1988 г. и рассматривается как стационарный (стабильный), а второй — с 1989 по 2012 г. отвечает наблюдаемым изменениям метеорологических характеристик. Сопоставление среднесуточных годовых значений температуры воздуха и суммы осадков за эти периоды (таблица) показывает, что на всех станциях рассматриваемой территории значения температуры воздуха увеличились практически одинаково: минимальная — на 1,13–1,38 °С, максимальная — на 1,07–1,27, средняя — на 1,13–1,32 °С.

Практически идентично и изменение среднемесячных температур воздуха (рис. 2): максимальное увеличение отмечается в зимний период (максимум в январе — на 2,5–4,5 °С), в меньшей степени — летом (максимум в июле — на 1–1,5 °С), и почти без изменений в мае.

Несмотря на неоднозначность годовых трендов, на большинстве метеостанций территории среднесуточные суммы осадков за период 1989–2012 гг. на 5–10% (23 до 59 мм/год) больше, чем за предшествующий период (1965–1988) (таб-

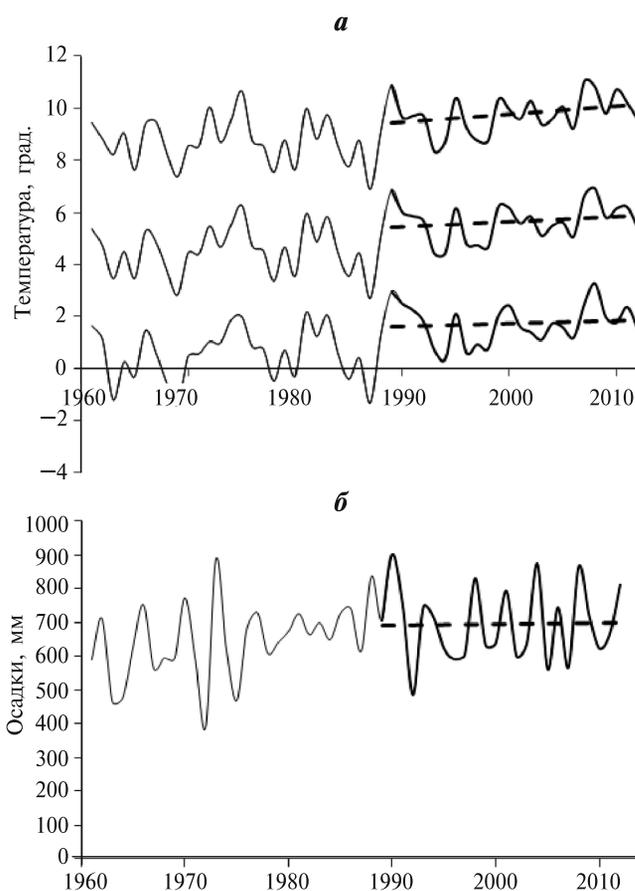


Рис. 1. Годовые значения температуры (а) и суммы осадков (б) с расчетными трендами с начала 1980-х гг. на примере метеостанции г. Малоярославец

Таблица

Среднегодовые минимальные, максимальные и средние значения температуры воздуха и сумма осадков по метеостанциям Калужской области за 1965–1988 и 1989–2012 гг.

Метеостанция	Период	Температура воздуха, град.			Осадки, мм
		минимальная	максимальная	средняя	
Малоярославец	1	1,72	5,65	9,78	696
	2	0,59	4,52	8,71	661
	3	1,13	1,13	1,07	35
Мосальск	1	1,79	5,76	10,00	651
	2	0,49	4,53	8,88	664
	3	1,30	1,23	1,12	-13
Спас-Деменск	1	1,57	5,59	9,87	723
	2	0,19	4,27	8,68	682
	3	1,38	1,32	1,19	41
Сухиничи	1	1,99	5,67	9,64	651
	2	0,61	4,42	8,50	592
	3	1,38	1,25	1,14	59
Жиздра	1	1,38	5,56	10,53	628
	2	0,13	4,35	9,26	605
	3	1,25	1,21	1,27	23

Примечания. 1 — 1989–2012; 2 — 1965–1988; 3 — разность.



Рис. 2. Изменения среднемноголетних значений месячной температуры воздуха за период 1989–2012 гг. по сравнению с 1965–1988 гг.

лица), и лишь по станции г. Мосальск — меньше на 13 мм/год (2%). Практически по всем станциям увеличение количества осадков происходит в зимний период, в мае и октябре, а в остальные месяцы — вариации наблюдаются в обе стороны.

Таким образом, проведенное сопоставление метеорологических данных за два расчетных периода на уровне среднемноголетних значений показывает их существенное различие, что позволяет проводить исследование влияния наблюдаемых климатических изменений на процессы формирования инфильтрационного питания подземных вод.

Методика исследований основана на моделировании процессов трансформации осадков на поверхности земли и водного баланса в зоне аэрации (ЗА), в совокупности определяющих формирование ИП для различных ландшафтных условий, и на сопоставлении результатов расчета среднемноголетнего водного баланса и ИП за различные периоды времени. Моделирование выполнено с использованием фактических многолетних суточных рядов осадков, минимальной, максимальной, средней температуры и относительной влажности воздуха, а также высоты снежного покрова в зимний период по 5 метеостанциям в Калужской области за период с 1965 по 2012 гг. (таблица). Сопоставление результатов моделирования за предшествующий стационарный (1965–1988) и современный нестационарный (1989–2012) периоды дает возможность проанализировать климатические изменения ИП и других показателей среднемноголетнего водного баланса на поверхности земли и в ЗА в зависимости от ландшафтных условий.

Модель формирования инфильтрационного питания. Расчетная модель формирования ИП состоит из двух взаимосвязанных блоков. В первом моделируется трансформация атмосферной влаги на поверхности земли и определяется расход поступления влаги в ЗА, формирующийся с учетом неравномерности поступления осадков, процессов их задержания и испарения растительностью,

условий снегонакопления и снеготаяния, промерзания и оттаивания почвы, а также стокообразования. Численная реализация моделей этих процессов осуществлена в программном коде SurfBal, описанном в [Гринеvский, Поздняков, 2010; Grinevskiy, Pozdniakov, 2013; Pozdniakov et. al., 2015] и модернизированном для настоящего исследования.

Surfbal рассчитывает баланс влаги в вертикальной колонке, имеющей единичную площадь и ограниченной сверху условной поверхностью, проведенной по кровле растительности, а снизу — поверхностью почвы. При пренебрежении горизонтальным переносом влаги внутри колонки уравнение баланса влаги в ней

имеет вид:

$$\frac{dV}{dt} = P - E_{LS} - C - v_p, \quad (1)$$

где $V = V_S + V_L$ — слой влаги в рассматриваемой колонке, состоящий в общем случае из слоя влаги, задержанного растительностью V_L и эквивалентного объема влаги, накопленного в снегу V_S ; C — интенсивность поверхностного стока, v_p — интенсивность поступления влаги на поверхность земли, доступная для впитывания влаги в почву («потенциальное впитывание»), передаваемая далее, как верхнее граничное условие во второй расчетный блок модели, а E_{LS} — интенсивность испарения из расчетной колонки, состоящая из испарения с поверхности растительности E_L и поверхности снега E_S .

Для оценки испарения и фазовых переходов в снежном покрове к уравнению (1) добавляется уравнение баланса тепла на бесконечно тонкой активной подстилающей поверхности — поверхности почвы в бесснежный период и поверхности снега в период существования снежного покрова:

$$R(1 - \alpha) + D + H + LE + B + Q_f = 0, \quad (2)$$

где R — интенсивность падающей коротковолновой радиации, α — альbedo поверхности, зависящее от фазы развития растений, влажности почвы и ее покрытия снежным покровом, D — разница интенсивности падающей и уходящей длинноволновой радиации, H — явный турбулентный поток тепла, LE — затраты тепла на испарение и транспирацию, B — поток тепла в почву, Q_f — затраты тепла на фазовые переходы в снеговом покрове при его наличии.

Следует отметить, что система уравнений (1, 2) взаимосвязанная, нелинейная и неполная, так как она должна быть дополнена уравнением для переноса водяного пара в атмосфере. Учитывая направленность исследований и доступность исходной информации, будем полагать, что достаточное характерное время изменчивости про-

цессов в уравнении водного и теплового баланса составляет одни сутки. Вычисления интенсивности поступления влаги на поверхность земли согласно (1, 2) в течение года производятся по-разному, в зависимости от различия доминирующих тепловых процессов и процессов, определяющих накопление и баланс влаги на поверхности в зимний и летний периоды. При этом используется упрощенная параметризация сложных процессов тепло- и влагообмена в теплый и холодный периоды года, позволяющая разделить уравнения водного и теплового баланса и решать их последовательно.

В теплый период при положительных значениях температуры и отсутствии снежного покрова для расчета доступной для впитывания влаги сначала решается уравнение (2) относительно затрат тепла на испарение и транспирацию с использованием различных моделей расчета потенциальной эвапотранспирации (ET^0). В зависимости от наличия исходной информации о метеоусловиях на поверхности и развития растительности в программе Surfbal предусмотрены три хорошо известных алгоритма расчета потенциальной эвапотранспирации: Прислей–Тейлора, Пенмана–Монтейна [Allen et.al., 1998] и Шуттервота–Волласа [Shuttleworth, Wallace, 1985]. При этом в первых двух случаях рассчитывается суммарная суточная потенциальная эвапотранспирация, а алгоритм Шуттервота–Волласа позволяет отдельно оценить потенциальное испарение и потенциальную транспирацию. Затем решается уравнение (1) относительно доступной для впитывания влаги. При этом полагается, что изменение объема влаги на поверхности происходит за счет ее задержания растительностью и испарения с нее. В этом случае поверхность земли достигает только часть осадков, которая далее разделяется на впитывание и сток.

Описанные выше процессы моделируются следующим образом [Гриневский, Поздняков, 2010]. Суточное задержание осадков на поверхности растительности пропорционально максимально возможному водоудержанию (P_{max}), текущей увлажненности растительности V_l и суточной сумме осадков P . Тогда часть осадков, достигшая поверхности земли P_{ef} равна:

$$P_{ef} = P \left[1 - \exp\left(-\frac{P + V_l}{P_{max}}\right) \right]; P_{max} = K_L LAI, \quad (3)$$

где LAI — текущий индекс развития растительности, K_L — коэффициент пропорциональности, равный примерно 0,2 мм. Испарение с поверхности растительности рассчитывается пропорционально потенциальной эвапотраспирации и увлажненности листьев [Гриневский, Поздняков, 2010]:

$$E_L = ET^0 \left(\frac{V_L}{P_{max}} \right)^{2/3}. \quad (4)$$

Для расчета образования суточного объема стока C используется модель нумерованных кривых стока [USDA..., 1985]:

$$C = \begin{cases} \frac{(P_{ef} - 0,2v_{max})^2}{P_{ef} - 0,8v_{max}} & \text{при } P_{ef} > 0,2v_{max} \\ 0 & \text{при } P_{ef} \leq 0,2v_{max}, \end{cases} \quad (5)$$

где v_{max} , мм/сут — максимальная впитывающая способность почвы, которая зависит от типа и структуры почвы, характеризующих ее водопоглощающую способность. Кроме того, она также зависит от ландшафтных условий (главным образом от типа растительного покрова), определяющих общую шероховатость поверхности и условия стекания влаги, обобщенных в величине номера кривой стока CN , являющегося параметром данной модели:

$$CN = \frac{1000}{\frac{v_{max}}{25,4} + 10}. \quad (6)$$

При $CN = 100$ впитывания не происходит, и вся влага стекает.

Таким образом, используемая схематизация процессов трансформации осадков на поверхности в «теплый» период года, согласно (3–6), позволяет в явном виде решить уравнение водного баланса (1) и рассчитать величину потенциального впитывания v_p , а разница между оцененной по уравнению (2) суммарной величиной ET^0 и испарением с поверхности дает величину потенциальной эвапотранспирации почвенной влаги. Эти значения затем передаются во второй блок модели.

В «холодный» период года для оценки накопления и деградации снежного покрова на поверхности земли используется модель динамики глубины снега H_s , имеющего текущую плотность ρ_s , содержащего объемную долю незамерзшей воды θ с плотностью ρ_w и объемную долю льда I с плотностью ρ_i [Гельфан, 2007]. Согласно этой модели без учета задержки снега кронами растительности ($V_L = 0$) эквивалентный объем влаги, накопленный в снегу V_S равен $H_s(\theta \rho_w + I \rho_i)$, а к основным факторам, формирующим глубину снега, относятся его накопление за счет осадков, расходование при таянии и испарении, а также самоуплотнение V при увеличении текущей плотности ρ_s , по сравнению с плотностью свежеснежного ρ_{s0} . Модель рассматривает динамику накопления и расхода снега в точке и имеет следующий вид:

$$\begin{aligned} \frac{dH_s}{dt} &= [R_s \chi_0 - (L + E_l) \chi I^{-1}] - V \\ \frac{d}{dt}(IH_s) &= \chi (R_s - L - E_l + S_i) \\ \frac{d}{dt}(\theta H_s) &= (R_l + L - v_s - E_0 - S_i), \end{aligned} \quad (7)$$

где $\chi_0 = \rho_w \rho_{s0}^{-1}$; $\chi = \rho_w \rho_i^{-1}$; R_p , R_s — интенсивность выпадения жидких и твердых осадков соответственно; S_i — интенсивность замерзания незамерзшей воды при опускании температуры ниже нуля [Гельфан, 2007]:

$$S_i = K_i \sqrt{|T|}, \quad (8)$$

где K_i — коэффициент фазовых переходов вода-лед.

Скорость самоуплотнения снега V рассчитывается как

$$V = 0,5 K_v \rho_s H^2 \exp(\beta_1 T - \beta_2 \rho_s), \quad (9)$$

где K_v , β_1 , β_2 — эмпирические параметры, характерные значения которых приведены в [Гельфан, 2007].

Интенсивность испарения из снежного покрова E_S вычисляется формуле П.П. Кузьмина [Гельфан, 2007], т.е. пропорционально дефициту влажности воздуха и скорости ветра, а разделение испарения на сублимацию снега E_I и испарение незамерзшей влаги E_θ — пропорционально доле незамерзшей воды в нем θ :

$$E_I = E_S(1 - \theta); \quad E_\theta = \theta E_S. \quad (10)$$

Интенсивность снеготаяния L рассчитывается в зависимости от текущей плотности снега и эмпирического коэффициента стаивания K_s :

$$L = \begin{cases} 0; & T < 0 \\ K_s \rho_s T; & T \geq 0, \end{cases} \quad (11)$$

где T — температура приземного воздуха.

Водоотдача из снега v_s определяется как гравитационная ненасыщенная фильтрация растаявшей влаги через всю мощность снежного покрова вниз [Гельфан, 2007]:

$$v_s = \begin{cases} K_f \bar{\theta}^{3.5}; \bar{\theta} = \frac{\theta - \theta_{\max}}{1 - \theta_{\max}}; & \theta \geq \theta_{\max} \\ 0; & \theta < \theta_{\max}, \end{cases} \quad (12)$$

где K_f — коэффициент фильтрации снега, θ_{\max} — максимальное водоудержание растаявшей влаги в снегу.

В принятой модели аккумуляции и деградации снежного покрова водоотдача из снежного покрова, достигающая поверхности земли, тратится на впитывание (v_p) и поверхностный сток (C):

$$v_s = C + v_p. \quad (13)$$

В общем случае расчет трансформации влаги, достигшей поверхности земли, на впитывание и поверхностный сток в холодный период, когда в почве идут фазовые переходы, — весьма сложная

задача, требующая моделирования связанных процессов тепловлагопереноса в почве [Hansson et al., 2004]. В программе Surfbal образование поверхностного стока в холодный период года вычисляется, как и в теплый период, на основе зависимостей (5, 6), в которых в периоды оттепели и снеготаяния, когда почва еще мерзлая, номер кривой стока, согласно [Гриневский, Поздняков, 2010], увеличивается. Это увеличение производится до 95, если ее номер в талом состоянии меньше 80 и до 98, если этот номер больше 80, что практически исключает возможность впитывания влаги; после того, как почва оттаяла, ей присваивается исходный номер кривой стока.

Диагностика состояния почвы проводится на основе приближенной методики расчета динамики глубины сезонного промерзания Е.М. Гусева [Гусев, Насонова, 2010] по данным среднесуточных температур на поверхности. В ней предполагается, что осредненный за сутки теплообмен почвы и атмосферы B происходит по схеме стационарного обмена через снежный покров:

$$B = \frac{k_1(T_{sn} - T_g)}{H}, \quad (14)$$

где k_1 — коэффициент теплопроводности снежного покрова, зависящий от его плотности; T_{sn} — температура поверхности снега, T_g — температура поверхности почвы. При этом глубина сезонного промерзания (ζ) находится из уравнения интегрального баланса тепла в зоне промерзания при предпосылке о линейности распределения температуры в мерзлой зоне и может быть рассчитана путем решения следующего дифференциального уравнения динамики промерзания:

$$\lambda^* \frac{d\zeta}{dt} = - \frac{k_2 T_{sn}}{\zeta + k_2 / k_1 H} - \frac{2k_3 T^*}{\sqrt{\frac{9}{4}\zeta^2 + 12a_3(t + t_0)} - \frac{3}{2}\zeta}; \quad (15)$$

$$\lambda^* = \lambda \rho_w ((\theta - \theta_w) + \frac{C_2 |T_g|}{2}),$$

где t — время от начала холодного периода; k_2 , k_3 — коэффициенты теплопроводности мерзлой и талой зон; a_3 — коэффициент температуропроводности талой зоны, C_2 — объемная теплоемкость мерзлой зоны, λ — удельная теплота плавления льда, T^* — температура на глубине нулевых годовых колебаний, θ — общее влагосодержание в промерзающей зоне, θ_w — содержание незамерзшей воды, t_0 — параметр временной сдвижки, учитывающий проникновение холодных температур до начала промерзания.

Входящие в уравнение (15) величины влагосодержания рассматриваются в используемой модели как параметры — без учета их изменчивости

во времени и по глубине. Кроме того, учитывая приближенность расчета, в качестве температуры поверхности снега в этой работе использована средняя за предыдущую неделю температура воздуха в те дни, когда она отрицательная, и нулевая температура тающего снега — когда средняя температура воздуха положительная. То есть, если в течение 7 дней температура воздуха положительна, температура поверхности снега на 7-й день приравнивается нулю, что, согласно (15), приводит к нулевой глубине промерзания. Таким образом, расчеты глубины промерзания по зависимости (15) и динамики высоты снежного покрова по (7) позволяют корректировать исходный номер кривой стока в период снеготаяния с учетом талого или мерзлого состояния почвы.

Результаты моделирования водного баланса на поверхности в теплый и холодный периоды года определяют условие на верхней границе второго расчетного блока, представленного моделью одномерного вертикального влагопереноса от поверхности почвы до уровня грунтовых вод (УГВ) с учетом транспирационного отбора влаги корнями растений, реализованной в широко известном программном коде HYDRUS-1D [Šimůnek et al., 2009]. При этом величина ИП оценивается как расход влаги, поступающий на нижнюю границу модели влагопереноса, где задается напор, отвечающий глубине залегания УГВ [Гриневский, Поздняков, 2010].

Исходные данные и верификация модели формирования питания. Для расчета динамики трансформации осадков в питание подземных вод при помощи описанной выше системы моделей требуется задание нескольких блоков данных. Первый блок — блок гидрометеорологической информации на уровне суточного разрешения (минимальных и максимальных температур, суммы осадков, интенсивности коротковолновой радиации, дефицита влажности воздуха, скорости ветра). Эти данные входят, как правило, в стандартный набор метеонаблюдений, а в работе [Allen et al., 1998] дан полезный анализ, как восстанавливать

одни неизвестные наблюдения по другим. Вторым блоком — данные о динамике растительности, которые определяют интенсивность перехвата ею влаги и энергии. Минимально необходимый набор данных о растительности включает динамику *LAI* и глубину корневой зоны. При вычислении эвапотранспирации по модели Шуттервота–Воллеса требуется более подробная информация о высоте растительного покрова, аэродинамическом сопротивлении листьев и шероховатости подстилающей поверхности. Третий блок составляют параметры, необходимые для моделирования динамики снежного покрова и глубины промерзания, и, наконец, последний четвертый блок — это параметры влагопереноса в зоне аэрации для программы HYDRUS-1D [Šimůnek et al., 2009].

Моделирование проведено с использованием типовых (характерных) параметров, характеризующих основные различия древесной («лес») и травянистой («поле») растительности, литологического состава почвы (пески, супеси, суглинки), строения и мощности ЗА [Гриневский, 2010, 2011], что отражает наиболее контрастные природные условия формирования ИП рассматриваемой территории.

Глубина снега измеряется при стандартных метеонаблюдениях и может служить характеристикой, по которой производится калибровка модели. Кроме того, глубина снега — важный параметр, от динамики которого зависит промерзание–протаивание почвы, а этот процесс существенно влияет на распределение поступающей на поверхность земли влаги на сток и впитывание. Именно поэтому калибровка и верификация расчетных ландшафтных моделей ИП выполнена на основе сопоставления наблюдаемой и расчетной высоты снежного покрова (рис. 3), внутригодовая динамика которой отражает основной объем весеннего поступления влаги в почву.

Результаты моделирования. По результатам моделирования и расчета среднесезонных составляющих водного баланса на разных ландшафтах проводится их сопоставление для двух

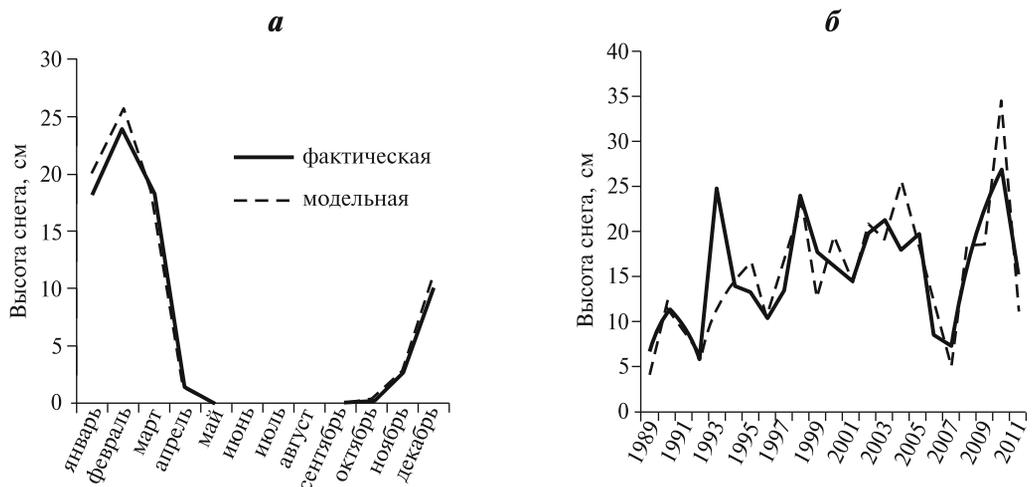


Рис. 3. Сопоставление фактической и расчетной среднесезонной (а) и среднезимней (б) высоты снежного покрова на примере метеостанции Спас-Деменск

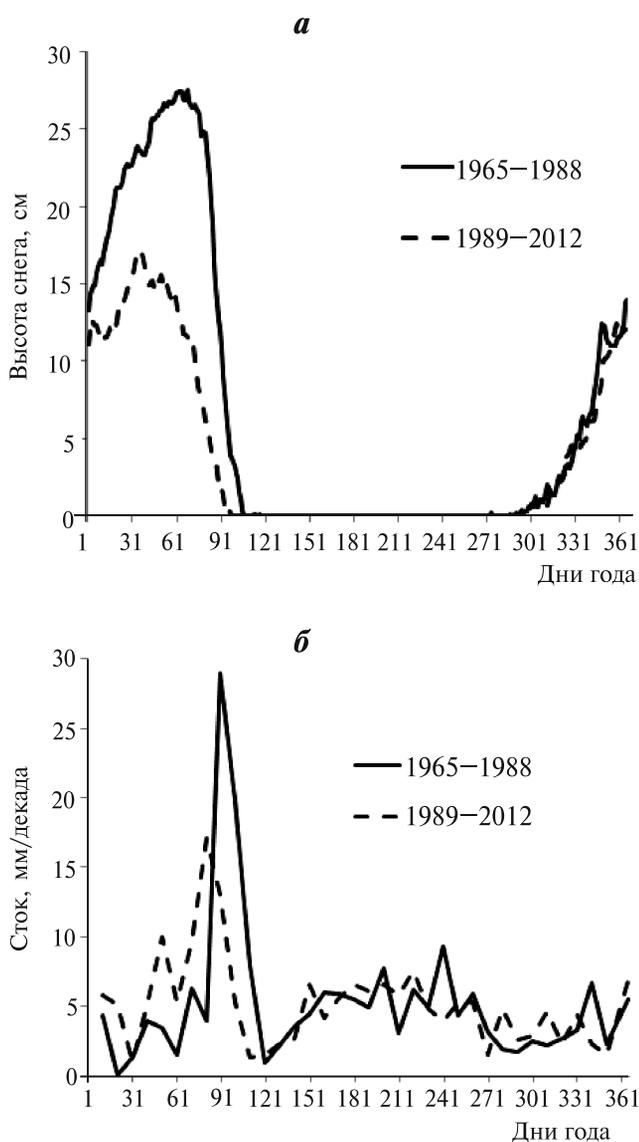


Рис. 4. Сопоставление среднегогодового расчетного внутригодового распределения высоты снежного покрова (а) и гидрографа поверхностного стока (б) за современный (1989–2012) и предшествующий (1965–1989) периоды (на примере метеоданных станции Жиздра)

расчетных периодов. При этом анализ проведен в интегральных показателях среднегогодового водного баланса согласно уравнениям:

$$P = E + TR + C + W \pm V, \quad (16)$$

$$\Delta P = \Delta E + \Delta TR + \Delta C + \Delta W \pm \Delta V, \quad (16a)$$

где P — осадки, E — суммарное испарение (с поверхности растительности, снега и почвы), TR — транспирация растительностью, C — поверхностный сток, W — инфильтрация, V — влагозапасы ЗА, а Δ — изменение за период 1989–2012 гг. по сравнению с периодом 1965–1988 гг. Несмотря на то что представленные уравнения характеризуют среднегогодовой водный баланс, в них присутствует член, характеризующий изменение влагозапасов в ЗА, поскольку метеорологические

ряды за второй период имеют нестационарный характер.

Сопоставление результатов моделирования позволяет отметить основные климатические изменения элементов водного баланса, влияющие на формирование ИП.

Во-первых, увеличение зимней температуры воздуха вызывает сокращение снежного покрова (рис. 4, а) и приводит к деформации годового гидрографа поверхностного стока — сглаживается пик весеннего половодья, а зимняя межень за счет оттепелей становится неустойчивой (рис. 4, б). Годовой слой поверхностного стока при этом увеличивается на 5–30 мм/год на открытых полевых ландшафтах, в то время как в лесу происходит только перераспределение зимнего и весеннего стока при практически неизменной годовой сумме.

Во-вторых, увеличение температуры воздуха вызывает рост суммарной эвапотранспирации на 10–30 мм/год, которая на открытых полевых ландшафтах вызвана главным образом увеличением испарения, а на закрытых лесных ландшафтах — повышением транспирации. При этом увеличение эвапотранспирации происходит преимущественно весной, в то время как летом она уменьшается (рис. 5, а). Это можно объяснить тем, что изменение эвапотранспирации в большей степени вызвано ростом доступной почвенной влаги за счет увеличения количества осадков, чем ростом температуры.

В-третьих, нестационарность климатических условий и отмеченный рост эвапотранспирационных процессов весной приводят к сезонному перераспределению влагозапасов ЗА, обуславливая более «сырой» зимне-осенний период и более «сухой» весенне-летний (рис. 5, б).

Рассмотренные климатические изменения водного баланса на поверхности земли и в зоне аэрации отразились и на потоке влаги, поступающим или отводящимся эвапотранспирационными процессами с уровня грунтовых вод (УГВ). При его относительно глубоком залегании (свыше 5 м), где в годовом разрезе превалирует нисходящий поток, формирующий ИП, на современном этапе произошло незначительное и относительно равномерное внутригодовое увеличение среднегогодового ИП — от 5 до 20–30 мм/год, при этом максимальные значения характерны для северной части территории и лесных закрытых ландшафтов (рис. 5, в). При небольшой мощности ЗА, где превалирует восходящий отток влаги с УГВ и эвапотранспирационная разгрузка подземных вод, на открытых полевых ландшафтах она увеличилась, а на закрытых лесных — уменьшилась.

В целом увеличение температуры и количества осадков в период 1989–2012 гг. вызвало на всех ландшафтах рассматриваемой территории, как увеличение суммарного стока, так и суммарной эвапотранспирации до 30 мм/год. Однако, если

на открытых полевых ландшафтах это вызвано главным образом увеличением испарения и поверхностной составляющей стока, то на закрытых лесных ландшафтах — увеличением транспирации и подземного питания рек (за счет увеличения ИП). Также в относительном виде климатические изменения более заметно проявляются в суммарном стоке (до 15%), чем в эвапотранспирации (до 5%).

Результаты проведенного моделирования позволяют также количественно оценить климатические изменения естественных ресурсов подземных вод, формирующихся на данной территории за счет инфильтрационного питания. Такая оценка проведена с помощью карт среднееголетнего ИП за рассматриваемые современный (1989–2012) и предшествующий (1965–1988) периоды, построенных на основе районирования территории по ландшафтным и гидрогеологическим факторам формирования ИП и присвоения выделенным районам расчетных значений ИП [Гриневский, Поздняков, 2010]. Суммарный расход среднееголетнего ИП (Q_w), характеризующий естественные ресурсы территории, рассчитывается на основе карт как

$$Q_w = \sum_{i=1}^N W_i f_i, \quad (17)$$

где W_i — среднееголетнее ИП на участке i площадью f_i , а N — количество выделенных при районировании участков, различающихся ландшафтными и гидрогеологическими условиями формирования ИП.

Результаты расчетов показали, что в современный период (1989–2012) за счет произошедших климатических изменений, естественные ресурсы подземных вод этого региона увеличились на 9% (780 тыс. м³/сут) по сравнению с предшествующим периодом (1965–1988).

Заключение. Результаты исследований показали, что фактически наблюдаемые климатические изменения метеорологических характеристик оказывают существенное влияние на процессы формирования водного баланса на поверхности земли и в зоне аэрации, что по-разному проявляется в зависимости от ландшафтных и гидрогеологических условий. Для рассматриваемой территории климатические преобразования годовой и сезонной структуры водного баланса в целом приводят к увеличению среднееголетнего инфильтрационного питания подземных вод на 20–30 мм/год. Проведенный анализ позволяет заключить, что увеличение среднееголетнего ИП связано главным образом с ростом температуры в весенне-зимний период, что обуславливает благоприятные условия поступления талой влаги в почву, которая при отсутствии в этот период эвапотранспирационных процессов практически без потерь доходит

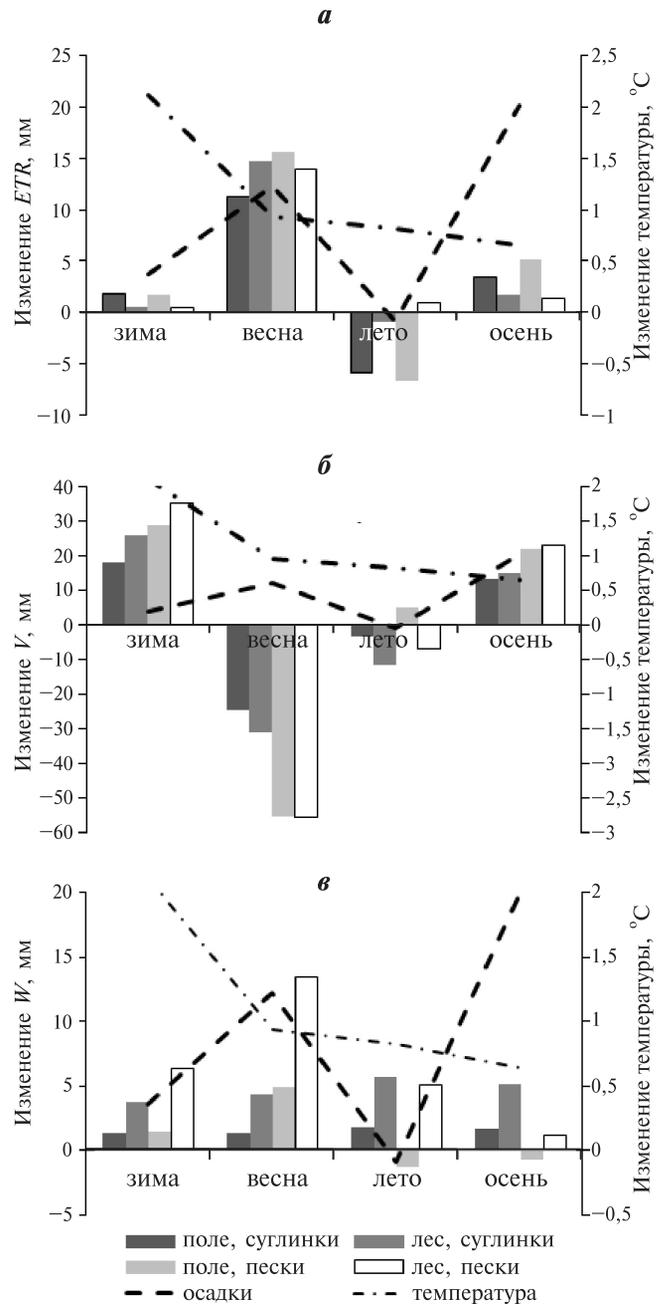


Рис. 5. Среднееголетнее внутрисезонное изменение: а — суммарной эвапотранспирации (ETR); б — влагозапасов ЗА (V); в — инфильтрации (W) на разных ландшафтах при изменениях температуры воздуха и суммы осадков за 1989–2012 гг. по сравнению с 1965–1988 гг. (на примере станции Малоарославец)

до УГВ. По результатам проведенного моделирования получено, что климатические изменения среднееголетнего ИП в современный период (1989–2012) обуславливают увеличение естественных ресурсов подземных вод, формирующихся на рассматриваемой территории юго-западной части МАБ на 9% (780 тыс. м³/сут) по сравнению с предшествующим периодом (1965–1988).

Такую методику исследований можно использовать в дальнейшем и для количественной оценки влияния различных сценариев прогнозных климатических изменений на процессы формирования ИП и ресурсов подземных вод.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Гельфан А.Н.* Динамико-стохастическое моделирование формирования талого стока. М.: Наука, 2007. 279 с.
- Гринеvский С.О.* Схематизация строения и параметров зоны аэрации для моделирования инфильтрационного питания подземных вод // Вест. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2010. № 6. С. 56–67.
- Гринеvский С.О.* Моделирование поглощения влаги корнями растений при расчетах влагопереноса в зоне аэрации и инфильтрационного питания подземных вод // Вест. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2011. № 3. С. 41–52.
- Гринеvский С.О., Поздняков С.П.* Принципы региональной оценки инфильтрационного питания подземных вод на основе геогидрологических моделей // Водные ресурсы. 2010. Т. 37, № 5. С. 543–557.
- Гусев Е.М., Насонова О.Н.* Моделирование тепло- и влагообмена поверхности суши с атмосферой. М.: Наука, 2010. 323 с.
- Джамалов Р.Г., Фролова Н.Л., Киреева М.Б., Сафонова Т.И.* Изменение режима и величины подземного стока рек европейской территории России под влиянием нестационарного климата // Ресурсы подземных вод: Современные проблемы изучения и использования. М: МАКСПресс, 2010. С. 83–94.
- Джамалов Р.Г., Фролова Н.Л., Киреева М.Б., Сафонова Т.И.* Динамика подземного стока бассейна Дона под влиянием изменений климата // Недропользование. XXI век. 2010. № 4. С. 78–81.
- Современные глобальные изменения природной среды. Т. 1 / Под ред. Н.С. Касимова, Р.К. Клиге. М.: Научный мир, 2006. 696 с.
- Allen R.G., Pereira S., Raes D., Smith M.* Crop evapotranspiration guidelines for computing crop water requirements // FAO Irrigation and Drainage. Paper 56, food and agriculture organization of the united nations, 1998.
- Beigi E., Tsai F.T.C.* Comparative study of climate-change scenarios on groundwater recharge, southwestern Mississippi and southeastern Louisiana, USA // Hydrogeology J. 2015. V. 23(4). P. 789–806.
- Crosbie R.S., McCallum J.L., Walker G.R., Chiew F.H.S.* Modelling climate -change impacts on groundwater recharge in the Murray-Darling Basin, Australia // Hydrogeology J. 2010. Vol. 18. P. 1639–1656.
- Crosbie R.S., Scanlon B.R., Mpelasoka F.S. et al.* Potential climate change effects on groundwater recharge in the High Plains Aquifer, USA // Water Resour. Res. 2013. Vol. 49(7). P. 3936–3951.
- Goderniaux P., Brouyere S., Wildemeersch S. et al.* Alain Dassargues Uncertainty of climate change impact on groundwater reserves — Application to a chalk aquifer // J. Hydrology. 2015. Vol. 528. P. 108–121.
- Grinevskiy S.O., Pozdniakov S.P.* The use of hydrus-1d for groundwater recharge estimation in boreal environments // Proceedings of the 4th Intern. Conf. «HYDRUS Software Applications to Subsurface Flow and Contaminant Transport Problems» / Ed. by J. Šimůnek, M.Th. van Genuchten, and R. Kodešová. 2013. March 21–22, Dept. of Soil Science and Geology, Czech University of Life Sciences Prague, Czech Republic. 2013. P. 107–118.
- Hansson K., Šimůnek J., Mizoguchi M., Lundin L-Ch., van Genuchten M. Th.* Water Flow and Heat Transport in Frozen Soil // Vadose Zone Journal. 2004. Vol. 3. № 2. P. 693–704.
- Pozdniakov S.P., Vasilevskiy P.Y., Grinevskiy S.O.* Estimation of groundwater recharge by flow in vadose zone simulation at the watershed with different landscapes and soil profiles // Engineering geology and Hydrogeology. Bulgarian academy of Sciences. 2015. N 29. P. 47–58.
- Šimůnek J., Šejna M., Saito H. et al.* The HYDRUS-1D Software Package for Simulating the One-Dimensional Movement of Water, Heat, and Multiple Solutes in Variably-Saturated Media. Ver. 4.08 // Prepr. Depart. of Environ. Sci. University of California Riverside. California, Riverside. 2009. 296 p.
- Shuttleworth J.W., Wallace J.S.* Evaporation from sparse crops-an energy combination theory // Quart. J. Royal Meteorol. Soc. 1985. Vol. III. P. 839–855.
- Taylor R.G., Scanlon B., Doll P. et al.* Ground water and climate change // Nature climate change. 2013. Vol. 3. P. 322–329.
- USDA national engineering handbook, Section 4 // Soil conservation service hydrology. US Government Printing office, Washington, D.C., 1985.