ВОДНЫЕ РЕСУРСЫ, 2010, том 37, № 5, с. 1–15

ГИДРОФИЗИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ

УДК 556.14:556.332.2:556.136:556.164

ПРИНЦИПЫ РЕГИОНАЛЬНОЙ ОЦЕНКИ ИНФИЛЬТРАЦИОННОГО ПИТАНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД НА ОСНОВЕ ГЕОГИДРОЛОГИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ[1]

© 2010 г. С. О. Гриневский, С. П. Поздняков

Московский государственный университет

119991 Москва ГСП-1, Ленинские горы

Поступила в редакцию 10.04.2009 г.

Рассмотрены принципы оценки инфильтрационного питания подземных вод на основе моделирования формирования водного баланса на поверхности земли и в зоне аэрации. Использование таких моделей для региональной оценки питания основано на проведении районирования территории по комплексу метеорологических, ландшафтных, геолого-почвенных и гидрогеологических факторов. Отмечено, что достоверность проведенных оценок составляющих водного баланса, в частности, инфильтрационного питания, должна оцениваться на основе сопоставления расчетных и фактических показателей речного стока для водосборных бассейнов, в границах которых происходит полное дренирование водоносного разреза зоны активного водообмена. Применение такого подхода демонстрируется на примере юго-западной части Московского артезианского бассейна.

Ключевые слова: инфильтрационное питание подземных вод, моделирование, зона аэрации, подземный сток, речной сток.

Оценка инфильтрационного питания подземных вод, как главного ресурсообразующего фактора их формирования в зоне активного водообмена территорий с гумидным климатом, до сих пор – проблемная задача, несмотря на ее очевидную научно-практическую значимость. Для региональных оценок питания (в масштабах 1 : 100000 и менее) наиболее широко используются балансовый, геолого-гидрологический и гидродинамический методы, которые, однако, имеют целый ряд ограничений, существенно снижающих точность и практическую значимость полученных на их основе количественных показателей.

Основные сложности использования балансового метода, основанного на решении уравнения общего водного баланса поверхности суши, заключаются в адекватной оценке суммарной эвапотранспирации. Многочисленные расчетные зависимости, использующиеся с этой целью, дают величины ошибок от 12 до 17%, а на уровне среднемноголетних месячных величин – до 25% [6, 13, 31]. При средних значениях испарения для территории центральных районов России ~400–500 мм погрешность составляет от 40 до 100 мм и соизмерима с величиной оцениваемой инфильтрации, а иногда и превосходит ее. Использование гидролого-гидрогеологического метода [5] подразумевает условия полного дренирования разреза, что существенно ограничивает возможность использования гидрологической информации по речным бассейнам с площадью <1.5–2 тыс. км^2. Однако даже при этом за рамками метода остаются процессы разгрузки подземных вод эвапотранспирацией при неглубоком залегании их уровня (на площади пойм и низовых болотных массивов), что приводит к занижению расчетных значений питания подземных вод [10]. Основные трудности оценки инфильтрационного питания гидрогеодинамическими методами на основе решения обратных задач геофильтрации сводятся к проблеме их некорректности [2], что с точки зрения определения питания подземных вод означает принципиальную невозможность его однозначной оценки.

Таким образом, наиболее перспективный – комплексный подход к оценке инфильтрации – на основе совместного использования балансового, гидролого-гидрогеологического методов и моделирования процессов формирования инфильтрационного питания в рамках геогидрологической воднобалансовой модели. Под геогидрологической моделью следует понимать совокупность моделей трансформации и переноса влаги внутри геогидрологического цикла [16], объединенных условиями сохранения общего водного баланса на его внутренних границах. Основы практического использования таких моделей, которые в настоящее время достаточно развиты [24], были заложены Р. Фризом [20], а в отечественной практике И.С. Пашковским [10, 15].

[1] Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 08-05-00720-а).

ПРОВЕРЕНО КОРРЕКТОРОМ.
Материал отправлен на согласование

Рис. 1. Факторы, определяющие условия формирования инфильтрационного питания подземных вод.

Очевидно, что инфильтрационное питание подземных вод, в первую очередь, формируется под воздействием процессов трансформации влаги на поверхности земли и в зоне аэрации. Другие составляющие геогидрологического цикла влияют на формирование инфильтрации косвенно, главным образом – посредством изменяющейся глубины залегания уровня грунтовых вод (УГВ). Таким образом, далее рассматриваются только те модели геогидрологического цикла, которые непосредственно используются при региональной оценке инфильтрационного питания подземных вод на примере юго-западной части Московского артезианского бассейна (МАБ), включающей территорию Калужской обл. и сопредельных районов.

МЕТОДИКА ВЫПОЛНЕНИЯ ИССЛЕДОВАНИЙ

Методические принципы региональной оценки инфильтрационного питания подземных вод на основе геогидрологических моделей основаны на поэтапном решении следующих задач:

схематизация условий формирования водного баланса на поверхности речных бассейнов и в зоне аэрации и районирование исследуемой территории по комплексу метеорологических, ландшафтных, почвенных, гидрологических и гидрогеологических факторов;

построение расчетных моделей формирования водного баланса на поверхности земли и в зоне аэрации и обоснование параметрических характеристик типовых ландшафтных, гидрологических, почвенных и гидрогеологических условий;

моделирование типовых условий формирования водного баланса на поверхности речных бассейнов и в зоне аэрации и количественная оценка его среднемноголетних составляющих;

верификация расчетных характеристик баланса типовых ландшафтно-климатических и гидрологогидрогеологических условий на основе сопоставления с фактическими данными;

построение итоговой карты среднемноголетнего инфильтрационного питания подземных вод с отражением количественных закономерностей его изменения в зависимости от положения уровня грунтовых вод.

ПРИНЦИПЫ РАЙОНИРОВАНИЯ ТЕРРИТОРИИ ПО УСЛОВИЯМ ФОРМИРОВАНИЯ ИНФИЛЬТРАЦИОННОГО ПИТАНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Среднемноголетняя величина инфильтрационного питания, формирующаяся на каждом конкретном участке речного бассейна, определяется совокупностью метеорологических, ландшафтных, почвенных, гидрологических и гидрогеологических факторов (рис. 1).

Метеоклиматические условия

Основными метеорологическими характеристиками, непосредственно влияющими на процессы формирования водного баланса поверхности суши

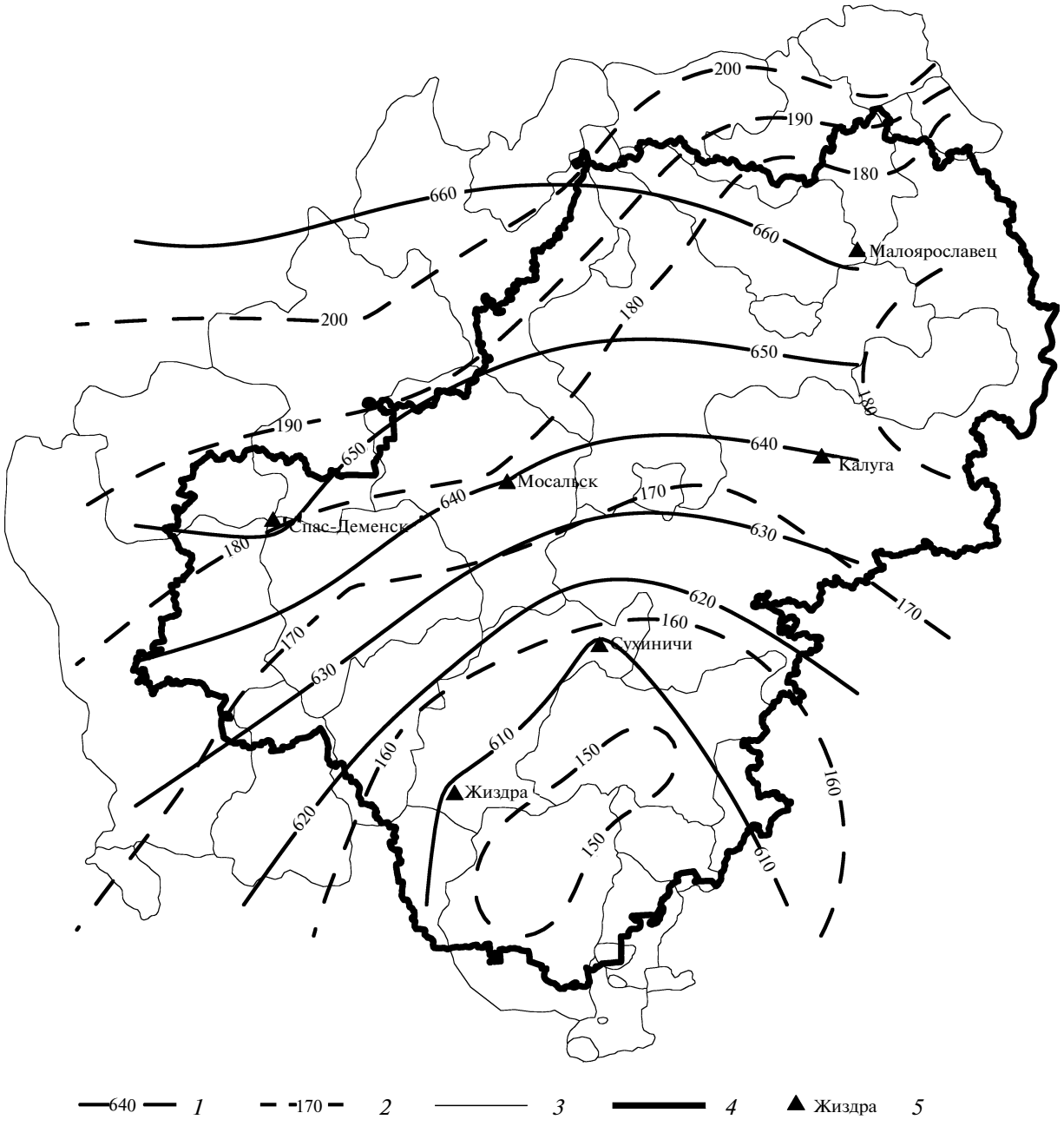

Рис. 2. Распределение среднемноголетних годовых сумм осадков и речного стока на территории Калужской обл. и смежных речных бассейнов. Изолинии, мм: *1* – годовых сумм осадков, *2* – слоя годового речного стока; границы: *3* – речных бассейнов; *4* – Калужской обл.; *5* – метеостанция.

в целом и инфильтрационного питания подземных вод в частности, являются те, которые определяют поступление влаги на поверхность (сумма осадков), ее фазовое состояние (температура воздуха) и условия испарения (температура воздуха, его влажность, солнечная радиация, в совокупности характеризующие радиационно-тепловой баланс поверхности суши [6]). Для рассматриваемой территории юго-западной части МАБ единство воднобалансовых условий в пределах речных бассейнов хорошо прослеживается во взаимозависимости пространственного распределения среднемноголетних годовых сумм осадков и слоя речного стока по частным водосборным бассейнам (рис. 2), что позволяет про-

вести районирование метеоклиматических условий области по опорным речным бассейнам.

Ландшафтные условия

Тип ландшафта определяет процессы задержания осадков растительностью и испарения с поверхности, транспирацию, условия формирования поверхностного (склонового) стока, накопления и стаивания снега и, в конечном итоге, количество влаги, доступной для впитывания в почву. Учитывая региональный масштаб исследований, целесообразно рассматривать различия ландшафтных условий на макроуровне, выделяя два основных его природных типа – лесные территории (далее – "лесной" ландшафт) и безлесные пространства – луга, поля (далее – "полевой" ландшафт), где по данным наблюдений на воднобалансовых стационарах имеются существенно различные условия формирования баланса влаги в целом и инфильтрационного питания в частности [10, 14]. Отдельно также следует рассматривать территории, занятые болотами, – с особыми условиями формирования суммарной эвапотранспирации и стока, а также акватории рек и озер, где инфильтрационного питания подземных вод за счет выпавших осадков "в чистом виде" не происходит. Особые, антропогенные водно-балансовые условия на поверхности формируются на городских и промышленных территориях, где значительная часть поверхности суши – закрытая, а основное питание подземных вод формируется за счет утечек из водонесущих коммуникаций. В частности, для изучаемой территории, где отсутствуют крупные болотные массивы, данный тип ландшафта не выделялся, а для урбанизированных территорий моделирование условий формирования водного баланса не проводилось и величины "техногенной" инфильтрации рассчитаны пропорционально суммарному водопотреблению.

Роль макроформ рельефа в процессах формирования инфильтрации нивелируется характером растительности и микрорельефом поверхности, что обусловливает лишь косвенное влияние, главным образом – за счет различных глубин залегания УГВ и развития характерных видов растительности. Иная роль у микроформ рельефа – отдельных западин и микропонижений, где образуются условия для накопления влаги и образования очагов повышенной, так называемой "потускулярной" инфильтрации [7]. Однако такие процессы не могут быть отражены в региональном масштабе исследований.

Почвы

Характер почвенного покрова, помимо связи с типом растительности, напрямую определяет влажностный режим верхней части зоны аэрации, условия формирования поверхностного стока и впитывания. Воднобалансовая роль почвы, определяющаяся ее фильтрационными и емкостными (водоудерживающими) способностями, в региональном масштабе исследований может быть выражена типом ее механического состава, что позволяет интегрально учитывать природное многообразие видов почвенного покрова. Для территории Калужской обл. и смежных районов выделены следующие основные их типы на основе сопоставления водно-физических свойств основных видов и разновидностей почв [6]: суглинистые – на площади распространения дерново-глеевых, дерново-сильноподзолистых, темно-серых лесных, пойменных и моренных почв; песчано-легкосуглинистые – на площади распространения дерново-подзолистых и среднеподзолистых почв; песчано-супесчаные – в области распространения слабоподзолистых и дерново-слабоподзолистых, серых лесных почв.

Гидрогеологические условия

Гидрогеологические факторы, непосредственно влияющие на среднемноголетнюю величину инфильтрационного питания подземных вод, – состав, строение и мощность зоны аэрации, опредеLляющие условия транзита влаги до УГВ, а также сама глубина их залегания. И.С. Пашковским [15] описана характерная зависимость среднемноголетних величин питания грунтовых вод от глубины УГВ, согласно которой инфильтрационное питание растет с увеличением глубины залегания лишь до определенного предела, а при неглубоком их залегании превалируют условия оттока влаги с УГВ и инфильтрационное питание становится отрицательным, что отвечает условиям разгрузки подземных вод. Основой для гидрогеологического районирования территории служили региональные карты состава пород зоны аэрации и среднемноголетних глубин залегания УГВ масштаба 1 : 200000, построенные Селезневой Р.А. (ОАО "Гидрогеология") в 1999 г., в соответствии с которыми выделены области с преимущественным литологическим составом пород зоны неполного насыщения при следующих градациях глубины УГВ: от 0 до 1 м – низкие поймы и пойменные террасы речных долин, где имеются условия для формирования разгрузки подземных вод эвапотранспирацией; от 1 до 3 м – высокие поймы и речные террасы, где в зависимости от сочетания ландшафтных и почвенных условий может происходить как питание, так и разгрузка подземных вод эвапотранспирацией; от 3 до 5 м – склоновые участки и местные водоразделы, где величина питания зависит от положения уровня грунтовых вод; свыше 5 м – поверхности водоразделов, где среднемноголетняя величина питания практически не зависит от положения УГВ, а определяется водно-физическими свойствами почв и ландшафтными характеристиками поверхности.

Таким образом, природное сочетание всего многообразия рассмотренных основных факторов фор-

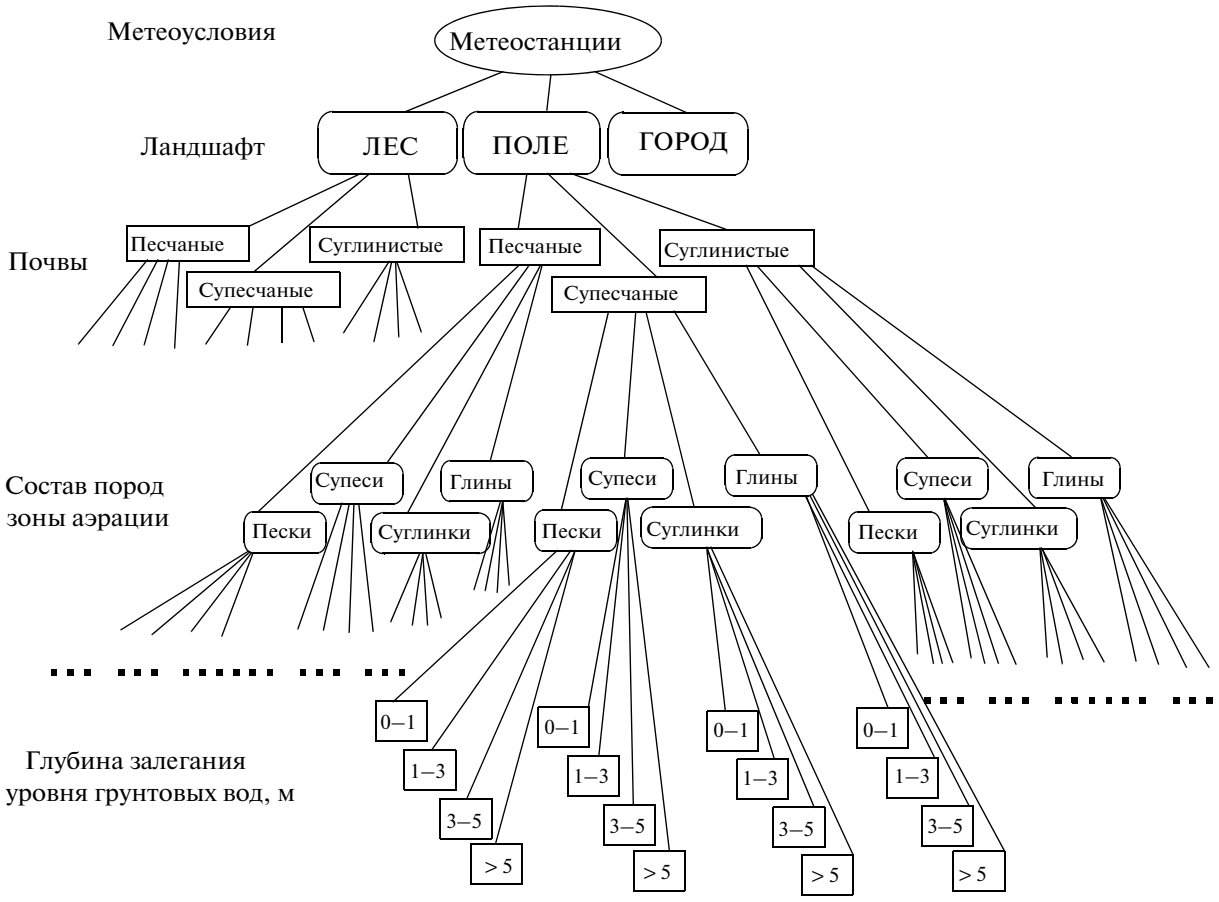

Рис. 3. Принципы типизации условий формирования инфильтрационного питания подземных вод.

мирования инфильтрационного питания образует совокупность своеобразных типов условий (рис. 3), для которых проводится геогидрологическое моделирование, позволяющее количественно охарактеризовать элементы баланса влаги на поверхности земли и в зоне аэрации и инфильтрационное питание подземных вод. Оцененные таким образом величины питания распространяются далее на площади с идентичными метеоклиматическими, ландшафтными, геолого-почвенными и гидрологогидрогеологическими условиями на поверхности речных бассейнов, выделенные на основе соответствующего районирования территории.

ГЕОГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ФОРМИРОВАНИЯ ИНФИЛЬТРАЦИОННОГО ПИТАНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Расчетная модель формирования инфильтрационного питания подземных вод состоит из двух взаимосвязанных блоков – трансформации осадков на поверхности земли и влагопереноса в зоне аэрации.

Трансформация осадков на поверхности

В данном блоке проводится расчет трансформации осадков на поверхности земли с учетом их задержки растительностью и испарения, накопления в виде снега, таяния и образования поверхностного стока. Для этого с суточным шагом решается уравнение баланса влаги в единичном элементе, ограниченном сверху условной поверхностью, проведенной по кровле растительности, а снизу – поверхностью почвы. В результате решения оценивается слой влаги, достигшей почвы и доступной для впитывания, v_p

$$v_p^i = O^i - \Delta V_S - \Delta V_L - S^i - E_L^i - E_S^i, \qquad (1)$$

где O – осадки, ΔV_S, ΔV_L – суточное изменение слоя влаги в снегу и на растительности, S – суточный слой поверхностного стока, E_L, E_S – суточное испарение с поверхности растительности и снега, индекс i означает номер дня с начала года.

Динамика задержки и расходования влаги растительностью описывается уравнением

$$\Delta V_L = V_L^i - V_L^{i-1} = O_L^i - E_L^i,$$

где V_L – слой влаги, задержанный на растительности; O_L – задержание осадков, которое моделируется на основании зависимости [16]

$$O_L = P\left[1 - \exp\left(\frac{O}{P}\right)\right], \quad P = P_{\max} - V_L;$$

$$P^i_{\max} = K_L LAI^i.$$

Здесь $P_{\max}$ – максимальное водоудержание влаги на поверхности растительности, зависящее от индекса развития листьев LAI; коэффициент K_L может быть принят равным 0.2 мм [26].

Значение индекса развития листьев LAI представляет собой отношение суммарной площади листьев к площади поверхности, на которой развита данная растительность. Для расчета внутригодовой динамики LAI используется следующая модель. В течение года динамика развития листьев, зависящая от времени года и типа растительности [16], изменяется в диапазоне от минимального $LAI_{\min}$ до максимального $LAI_{\max}$ значений. После начала вегетации величина LAI растет пропорционально отношению текущей суммы накопленных температур к общей сумме температур за вегетационный период, а после прохождения 3/4 вегетационного периода LAI падает линейно до $LAI_{\min}$ и остается равной этой величине до начала следующей вегетации [28].

В рассматриваемых моделях суммарная величина суточной эвапотранспирации делится на три составляющие – испарение задержанных осадков с поверхности растительности и снега $E_{LS} = E_L + E_S$, испарение и транспирацию из почвы E_p и TR_p, которые рассчитываются на следующем этапе моделирования влагопереноса в зоне аэрации. Сумма этих трех составляющих лимитируется общей величиной потенциальной эвапотранспирации ET^0, которая характеризует теплоэнергетический потенциал ландшафта и определяется по данным суточных значений температуры и солнечной радиации согласно зависимости Прислея–Тейлора [17]. Согласно данному подходу испарение с поверхности растительности E_L рассчитывается пропорционально потенциальной эвапотранспирации ET^0 [26]

$$E^i_L = ET^0_i\left(\frac{V^i_L}{P^i_{\max}}\right)^{2/3}.$$

Процессы аккумуляции твердых осадков и снеготаяния имеют важнейшее значение в формировании водного баланса речных бассейнов гумидного климата. При отрицательной среднесуточной температуре воздуха выпавшие осадки накапливаются на поверхности в виде снега V_S, а уменьшение эквивалентного объема воды в снегу происходит за счет сублимации (испарения с поверхности снега E_S)

$$\Delta V^i_S = V^i_S - V^{i-1}_S = O^i - E^i_S.$$

Испарение с поверхности снега рассчитывается при его наличии пропорционально суточной величине испаряемости ET^0

$$E^i_S = \begin{cases} \beta^i ET^0_i \text{ при } V^i_S > \beta^i ET^0_i \\ V^i_S \text{ при } V^i_S < \beta^i ET^0_i \end{cases}.$$

Здесь β – коэффициент затененности ландшафта, характеризуемой индексом развития листьев LAI и параметром δ, который для разных типов растительности и почвы может принимать значения от 0.45 до 0.55 [28]

$$\beta_i = \exp(-\delta LAI^i). \qquad (2)$$

В случае, если температура положительна, то изменение слоя влаги в снегу происходит за счет как испарения, так и снеготаяния L

$$\Delta V_S = -L^i - E^i_S,$$

которое пропорционально среднесуточной положительной температуре воздуха T

$$L^i = \begin{cases} \varepsilon^i(T^i - T_0)\beta^i \text{ при } V^i_S > \varepsilon^i(T^i - T_0)\beta^i \\ V^i_S \text{при } V^i_S < \varepsilon^i(T^i - T_0)\beta^i \end{cases},$$

где ε – коэффициент стаивания, T_0 – температура таяния снега, 0°C. В рассматриваемой модели учитывается сезонная изменчивость коэффициента стаивания [28]

$$\varepsilon^i = \frac{\varepsilon_{\min} + \varepsilon_{\max}}{2} + \left(\frac{\varepsilon_{\min} + \varepsilon_{\max}}{2}\right)\sin\frac{2\pi N}{366},$$

где N – номер дня, отсчитываемый для северного полушария с 21 марта, а $\varepsilon_{\max}$ и $\varepsilon_{\min}$ – максимальное и минимальное значения коэффициента стаивания, характерные для соответствующего ландшафта. Различие ландшафтов учитывается также временем задержки снеготаяния, определяющим количество дней с положительной температурой, необходимой для начала таяния снега.

В настоящее время существует ряд моделей с распределенными параметрами трансформации осадков в сток, основанных на моделировании процессов формирования поверхностного стекания влаги [4, 8]. В настоящей работе использована более простая полуэмпирическая модель с сосредоточенными параметрами, известная как модель нумерованных кривых стока [16, 28]. Поступающая на поверхность почвы влага в период положительных температур воздуха может стекать, образуя поверхностный сток S, который рассчитывается по суточной сумме осадков, достигших поверхности земли,

с учетом слоя влаги, образовавшегося при таянии снега O_S, как

$$S_i = \begin{cases} \dfrac{(O_S^i - 0.2\xi)^2}{O_S^i - 0.8\xi} \text{ при } O_S^i > 0.2\xi \\ 0 \text{ при } O_S^i < 0.2\xi \end{cases}, \qquad (3)$$

$$O_S^i = O^i - O_L^i + L^i,$$

где ξ – максимальная величина впитывания влаги почвой, мм/сут, зависящая от номера кривой стока CN

$$CN = \frac{1000}{25.4\xi + 10}.$$

Номер кривой стока, в свою очередь, зависит от типа и структуры почвы, характеризующих ее водопоглощающую способность, а также от ландшафтных условий (главным образом – типа растительного покрова), определяющих общую шероховатость поверхности и условия стекания влаги (рис. 4 [28]). При формировании стока в периоды оттепели и снеготаяния, когда почва еще мерзлая, номер кривой стока увеличивается до 98, что практически исключает возможность впитывания влаги. После того как почва оттаяла, ей присваивается исходный номер кривой стока. Для диагностики состояния почвы по данным о ходе среднесуточных температур на поверхности используется приближенная методика, описанная в [28]. Для этого в процессе моделирования для зимне-весеннего периода подсчитывается месячная сумма дней с температурой воздуха выше нуля. Если это число превышает критическое, которое для средних широт составляет 8–13 дней [16], почва считается оттаявшей.

С учетом рассмотренных выше процессов, согласно (1) рассчитывается итоговая величина переменного в течение года поступления влаги на поверхность почвы v_p, которая далее задается как входной поток доступной для впитывания влаги в модели влагопереноса в зоне аэрации.

Влагоперенос в зоне аэрации

Для оценки водообмена в зоне аэрации моделируется одномерная вертикальная насыщенно-ненасыщенная фильтрация от поверхности земли до нижней границы, расположенной на уровне глубины залегания УГВ [30]

$$\frac{\partial \omega}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z}\left(k_w(\omega)\left(\frac{\partial h}{\partial z} + 1\right)\right) - TR_p(z, t, h), \qquad (4)$$

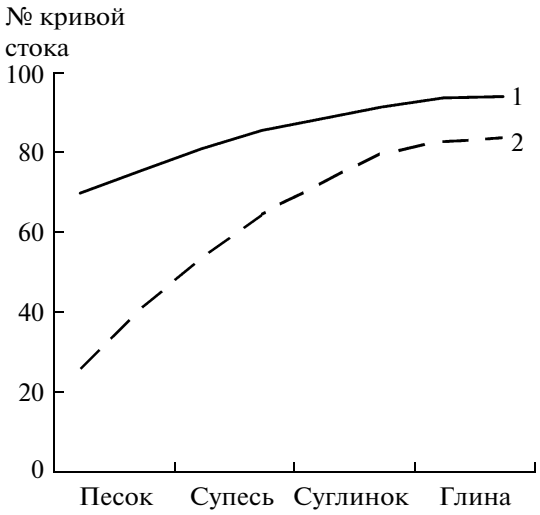

Рис. 4. Зависимости номера кривой стока разных ландшафтов от механического состава почв [28]. 1 – поле, 2 – лес.

$$\theta = \frac{\omega - \omega_{\min}}{\omega_{\max} - \omega_{\min}} = [1 + (\alpha|h|^m)]^{-n},$$
$$m = 1 - 1/n, \quad h < 0, \qquad (5)$$
$$\theta = 1, \quad h \geq 0,$$
$$k_w = k\sqrt{\theta}[1 - (1 - \theta^{1/m})^m]^2,$$

где ω – объемная влажность пород; $\omega_{\min}$ – доля неподвижной влаги; $\omega_{\max}$ – полная влагоемкость; h – высота давления, отрицательная в зоне неполного и положительная в зоне полного насыщения; k – коэффициент фильтрации; TR_p – транспирация; α, n – эмпирические параметры [22].

Решение уравнения (4) проводится при заданной глубине залегания УГВ на нижней границе, где $h = 0$, и балансовом граничном условии на верхней границе – поверхности почвы. На верхней границе рассчитывается баланс поступлении влаги v_p, испарения с поверхности почвы E_p, впитывания в зону аэрации v, а также возможность образования на ней поверхностного стока, “дополнительного” к рассчитанному ранее слою стока по методу нумерованных кривых (3). В случае, если поток поступающей в данный момент влаги на поверхность почвы оказывается больше ее максимальной впитывающей способности $v_{\max}$, то в качестве расхода, приходящего в зону аэрации с поверхности, задается $v_{\max}$, а разница между v_p и $v_{\max}$ и испарения с поверхности почвы идет на образование “дополнительного” поверхностного стока S^* [30]

$$v = \begin{cases} v_p - E_p \text{ при } v_{\max} \geq v_p - E_p \\ v_{\max} \text{ при } v_{\max} < v_p; \quad S^* = v_p - v_{\max} - E_p \end{cases},$$

$$E_p = \begin{cases} E_p^0 \text{ при } h_0 < h_{\max} \\ 0 \text{ при } h_0 \geq h_{\max} \end{cases},$$

где E_p^0 – потенциальное испарение из почвы, h_0, $h_{\max}$ – текущая и максимально допустимая высота всасывания на поверхности почвы, определяющаяся состоянием равновесия влаги у поверхности почвы и водяных паров атмосферы (принимается равной –1000 м).

Для расчета величины E_p^0 предполагается, что испарение и транспирация из почвы лимитируются величиной потенциальной эвапотранспирации из почвы ET_p^0

$$\lim(E_p + TR_p) = ET_p^0,$$

которая определяется как оставшаяся за вычетом испарения с растительности и снега часть суммарной потенциальной эвапотранспирации

$$(ET_p^0)_i = ET_i^0 - E_L^i - E_S^i.$$

ET_p^0 разделяется на потенциальное испарение E_p^0 и потенциальную транспирацию TR_p^0, что необходимо для последующих расчетов влагопереноса, согласно следующим зависимостям [1, 27]

$$E_p^0 = ET_p^0 \beta,$$

$$TR_p^0 = ET_p^0 (1 - \beta),$$

где β – коэффициент затененности почвы, определяемый согласно (2).

Максимальная впитывающая способность почвы $v_{\max}$ определяется в процессе решения уравнения влагопереноса следующим образом: в случае, если в самом верхнем расчетном блоке зоны аэрации возникает полное водонасыщение, то в качестве верхнего граничного условия используется условие с заданной высотой давления $h = 0$, при котором и рассчитывается величина впитывания $v_{\max}$.

Итоговая величина поверхностного стока S оценивается по сумме расчетных значений S и S^*, полученных по результатам двух этапов моделирования.

Решение уравнения влагопереноса (4) осуществляется с учетом отбора влаги из почвы корнями растений и последующей ее транспирации $TR_p(z, t, h)$, формирование и изменчивость которой описывается следующим образом. При высокой влажности почвы (примерно на уровне и выше полевой влагоемкости) изменение ее влагопроводности компенсируется градиентом давления около поглощающей поверхности корней и плотность подтока влаги остается на постоянном уровне, а транспирация равна потенциальной транспирации TR_p^0. При более низких величинах влажности (в интервале от полевой влагоемкости до влажности завядания) влагопроводность почвы резко уменьшается. Градиент давления влаги вблизи корня продолжает увеличиваться, но его рост недостаточен для полной компенсации снижения влагопроводности, что приводит к постепенному снижению плотности подтока влаги к корням. Это вызывает сокращение влагосодержания самого растения и частичное прикрытие его устьиц, посредством которых осуществляется отвод влаги в атмосферу, т. е. снижение транспирации. При еще более низкой влажности (ниже устойчивого завядания) подток влаги к корню сокращается до такой величины, которая не может обеспечить жизнедеятельность растения, и его транспирационная способность прекращается [12]. Таким образом, транспирационная способность растений в рассматриваемой модели отражена зависимостью относительной транспирации TR_p/TR_p^0 от потенциала почвенной влаги, которая численно описывается уравнениями [23]

$$TR_p(z, t, h) = TR_p^*(z, t) \frac{1}{1 + (h/h_{\text{крит}})^{\tau}},$$
$$0 < z \leq m_p: \; TR_p^*(z, t) = b(z) TR_p^0(t), \qquad (6)$$
$$z > m_p: \; TR_p^*(z, t) = 0,$$

где m_p – мощность корнеобитаемого слоя, $b(z)$ – функция распределения транспирационной способности по глубине z, $h_{\text{крит}}$ – критическая высота давления, при которой интенсивность транспирации падает вдвое в сравнении с потенциальной величиной, τ – эмпирический параметр.

В пределах корневой зоны отбор влаги корнями растений пропорционален плотности их распределения, которая максимальна в приповерхностном слое и далее быстро затухает с глубиной [21, 25]

$$b(z) = \eta^z, \quad \eta = 0.01^{1/m_p}.$$

Моделирование влагопереноса с учетом отбора влаги корнями растений проводится с суточным временным шагом изменения граничных условий на поверхности почвы. При этом входные данные, полученные из первого расчетного блока, – суточные величины поступившей на поверхность почвы влаги v_p. В результате моделирования второго этапа оцениваются суточные значения испарения из почвы E_p, транспирации TR_p, "дополнительного" поверхностного стока S^* и инфильтрационного питания W, которое считается равным величине оттока влаги через нижнюю границу модели.

Для моделирования влагопереноса в зоне аэрации, согласно рассмотренному алгоритму, использована программа HYDRUS 1D (версия 3) [30].

РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ ИНФИЛЬТРАЦИОННОГО ПИТАНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Региональный масштаб оценки инфильтрационного питания подземных вод, основанный на рассмотрении типовых условий его формирования, допускает использование опубликованных в литературе данных для параметрического обеспечения расчетных моделей, которые можно рассматривать как наиболее характерные для каждого типа условий. При этом результаты моделирования отражают средние значения инфильтрационного питания подземных вод на площади распространения соответствующих природных условий.

Исходные метеорологические характеристики, определяющие воднобалансовые условия поверхности в рассматриваемых моделях, – суточная сумма осадков, среднесуточная температура воздуха и солнечная радиация, которые для рассматриваемой территории охарактеризованы многолетними (>40 лет) рядами наблюдений на метеостанциях (рис. 2).

Параметры модели трансформации осадков для типовых ландшафтных и почвенных условий приняты по литературным данным [10, 16, 28] (табл. 1).

Мощность зоны неполного водонасыщения в многолетнем разрезе определяется среднегодовой глубиной залегания УГВ. С точки зрения формирования инфильтрационного питания, наиболее значима верхняя часть зоны аэрации мощностью в среднем не более 5–6 м, где наиболее существенно меняется влажность пород и происходит формирование восходящего или нисходящего потока влаги. На большей глубине зоны аэрации (при глубоком залегании УГВ) формируется “транзитный” режим влагопереноса, при котором расход нисходящего потока (инфильтрация) уже практически не меняется [10]. Таким образом, расчетная мощность зоны неполного насыщения в разных вариантах моделирования в зависимости от глубины УГВ меняется от 0 до 6 м.

Максимальная изменчивость состава и свойств грунтов (объемного веса, пористости, влажности) независимо от их литологии наблюдается до глубин 0.5–0.8 м [14], что обусловлено воздействием корневой системы растительности, а также деятельностью живых организмов; причем, на этих глубинах характер изменчивости свойств грунтов зависит от ландшафта (рис. 5). На большей глубине зоны неполного водонасыщения свойства пород становятся более однородными и типичными для их литологии и практически не зависят от ландшафтных условий на поверхности.

В связи с этим, модельный разрез зоны аэрации схематизируется двумя слоями: первый, мощностью 0.5–0.8 м, соответствует почвенному покрову, его водно-физические параметры различаются в зависимости от ландшафта; второй, глубиной до УГВ, отвечает материнским породам зоны аэрации. В пределах каждого модельного слоя свойства пород принимаются средними по разрезу, поскольку, как показало модельное тестирование, учет более мелкой внутренней неоднородности несущественно сказывается на итоговых величинах инфильтрационного питания. При отсутствии фактических определений для обоснования параметров основной гидрофизической характеристики (ОГХ) пород зоны неполного насыщения используется методический прием, основанный на использовании эмпирических функций их зависимости от основных характеристик почвы (объемный вес, плотность, гран-состав, характерные влажности и другое) – так называемых pedotransfer functions (PTF) [3, 18]. В данном случае параметры ОГХ, соответствующие ее аппроксимации уравнениями (5), получены с помощью вычислительной программы Rosetta [29], содержащей базу данных фактических определений для разных типов пород (табл. 2).

Таблица 1. Расчетные ландшафтные и гидрологические параметры

Характеристика	Тип ландшафта	
	полевой	лесной
Минимальный и максимальный индексы развития листьев	0–3	2–8
Коэффициент затененности	0.45	0.55
Минимальный и максимальный коэффициенты стаивания снега, мм/сут град	4–6	1.5–3.5
Время задержки стаивания, сут	1	3
Номер кривой поверхностного стока для почвы		
песчаной	65–80	20–50
супесчаной	75–90	70–85
суглинистой	85–95	80–90

Следует отметить, что ОГХ пород почвенного слоя существенно отличается от ОГХ зоны аэрации, что определяется, очевидно, различием их плотности (табл. 2). В частности, в менее плотных отложениях почвы сокращение относительной влагопроводности (отношения коэффициента влагопереноса к коэффициенту фильтрации k_w/k) при уменьшении влажности более резко происходит в песках, чем в глинах, а в более плотных подстилающих материнских породах – наоборот (рис. 6).

Расчетные параметры модели транспирации (6) приведены в табл. 3. Критическая высота всасывания $h_{крит}$ рассчитана из условия, что ей соответствует влажность в середине интервала от полевой влагоемкости до влажности завядания [25], и в дальнейшем скорректирована по результатам верификации моделей. Полученные значения $h_{крит}$ максимальны для лесного ландшафта и песчаных почв, что под-

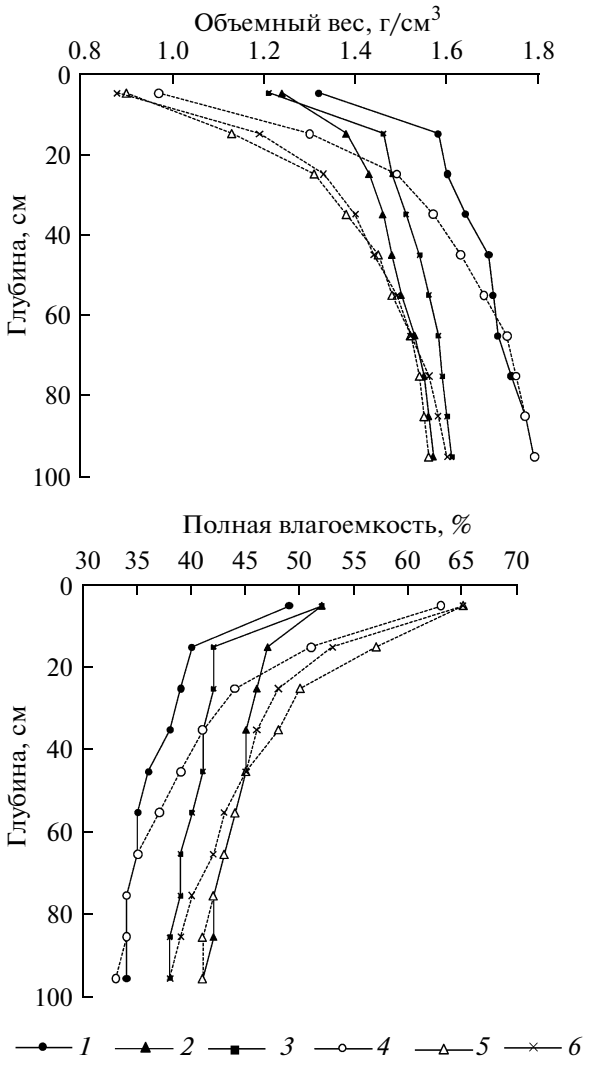

Рис. 5. Изменчивость объемного веса и полной влагоемкости пород зоны неполного водонасыщения с глубиной в зависимости от их литологического состава и ландшафта поверхности [14]. Поле: *1* – суглинок, *2* – супесь, *3* – песок; лес: *4* – суглинок, *5* – супесь , *6* – песок.

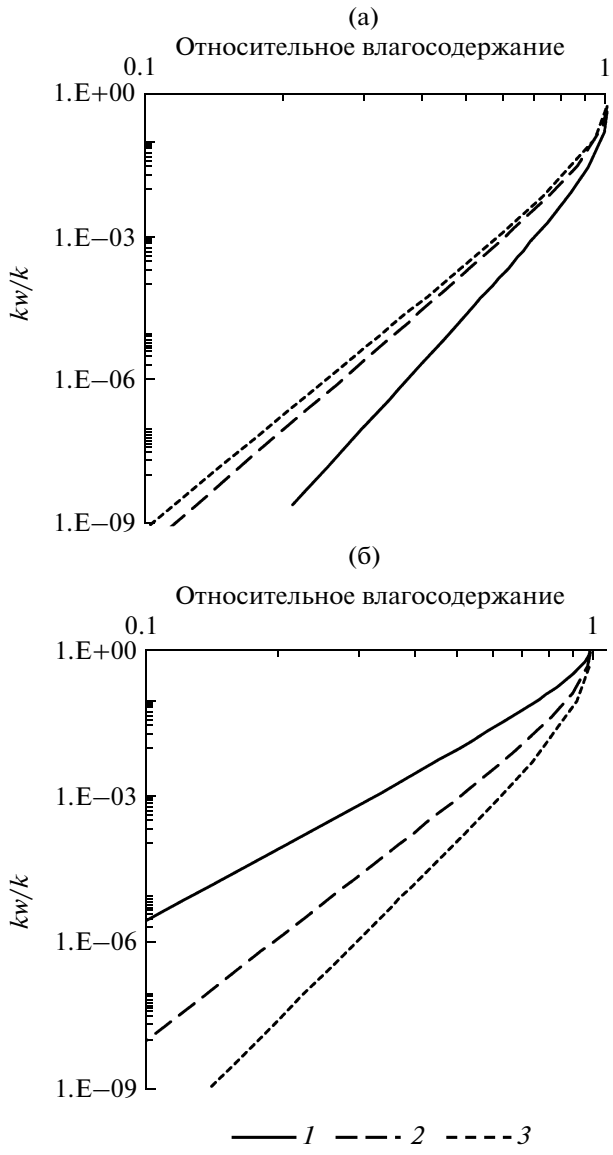

Рис. 6. Расчетные зависимости относительной влагопроводности k_w/k от влажности для пород почвенного слоя (а) и зоны аэрации (б). *1* – суглинки, *2* – супеси, *3* – пески.

тверждается фактическими данными, согласно которым для древесной растительности характерен гораздо больший диапазон влажности почвы, при которой меняется ее транспирирующая способность, обеспечивающая лучшую "выживаемость" в критические (сухие или влажные) периоды [19]. Значение параметра τ, рекомендованное значение которого равно 3 [30], получено подбором.

Моделирование инфильтрационного питания проведено для всех выделенных типовых условий его формирования при разных среднемноголетних глубинах залегания УГВ (рис 3).

По результатам моделирования за многолетний период, длительность которого соответствует исходным рядам метеорологических характеристик (порядка 40 лет), получены ряды питания суточной разрешимости. По ним рассчитаны среднемноголетние величины питания и типовые его зависимости от глубины залегания УГВ.

Верификация расчетных моделей и полученных значений среднемноголетнего питания и стока для основных речных бассейнов юго-западной части МАБ проведена на основе их сопоставления с фактическими расходами рек по данным стационарных гидрометрических постов. Основа такой верификации – представление, что речные бассейны с площадью водосбора >2 км^2 практически полностью дренируют гидрогеологический разрез зоны активного водообмена [11]. В этом случае среднемного-

Таблица 2. Характеристики разреза почвенного слоя и зоны аэрации и соответствующие расчетные параметры модели

Литология пород	Характеристики пород			Параметры уравнений Ван-Генухтена				
	объемный вес, г/см^3	полевая влагоемкость, %	влажность завядания, %	Влажность, %		Высота капиллярного поднятия, м	Показатель степени	Коэффициент фильтрации, м/сут
				минимальная	максимальная			
Поле								
Песчаная	1.44	21.4	7.8	2.6	41.1	0.48	1.34	0.82
Супесчаная	1.40	27.4	11.2	3.6	39.5	1.10	1.41	0.40
Суглинистая	1.57	33.2	12.4	5.1	38.4	4.17	1.68	0.04
Лес								
Песчаная	1.25	20.4	8.8	2.9	47.5	0.24	1.30	2.47
Супесчаная	1.23	27.2		4.0	41.8	1.06	1.44	0.87
Суглинистая	1.39	33.4	9.2	4.8	40.7	4.55	1.82	0.11
Зона аэрации								
Песок	1.59	13.6	3.8	2.0	37.0	0.27	1.37	1.18
Супесь	1.54	23.2	10.6	3.3	36.1	0.60	1.34	0.27
Суглинок	1.74	28.8	17.2	4.7	34.5	0.74	1.25	0.02
Глина	1.80			8.1	37.2	0.79	1.28	0.008

летняя годовая сумма инфильтрационного питания подземных вод на площади бассейна в естественных условиях соответствует расходу подземного стока и суммарной разгрузке подземных вод в его пределах. На большей части рассматриваемой территории (за исключением ее северо-западного региона – районов городов Калуги и Обнинска – со значительными объемами эксплуатации подземных вод) сохраняются близкие к естественным условия формирования подземного стока, при котором основными формами разгрузки подземных вод остаются русловое и родниковое дренирование и эвапотранспирация на участках неглубокого залегания УГВ. Тогда среднемноголетний годовой расход подземного питания рек в пределах крупных речных бассейнов Q_P формируется как сумма годового инфильтрационного питания на площади бассейна Q_W^+ (положительного по знаку) и эвапотранспирационной разгрузки на участках, где в годовом разрезе превалирует отток с УГВ, – отрицательной величины питания Q_W^-

$$Q_P = Q_W^+ + Q_W^-.$$

Расчетный среднемноголетний расход суммарного речного стока Q_R на замыкающем створе бассейна в этом случае может быть получен как сумма расходов подземного питания реки Q_P и поверхностного стока с водосбора Q_S, рассчитанных по результатам модельной оценки соответствующих удельных показателей W_i^+, W_i^-, S_i для типовых ландшафтных, почвенных и гидрогеологических условий с учетом фактической площади f_i распространения всех N типов условий в границах речного бассейна

$$Q_R = Q_P + Q_S = Q_W^+ + Q_W^- + Q_S = \sum_{i=1}^{N} (W_i^+ + W_i^- + S_i) f_i.$$

Это балансовое уравнение использовано для проведения верификации полученных величин инфильтрационного питания подземных вод на основе сопоставления расчетных и фактических расходов речного стока по основным речным бассейнам юго-западной части МАБ (табл. 4). Для большинства опорных бассейнов достигнуто удовлетворительное соответствие расчетных расходов речного стока фактическим показателям 50%-ной вероятности превышения (ВП) – расхождения годового слоя речного стока не превышают 3 и, лишь в отдельных случаях, 10 мм. Существенно бóльшие различия выявлены при сопоставлении расчетных расходов подземного стока с фактическими, полученными по результатам расчленения годовых

Таблица 3. Расчетные параметры модели транспирации

Почва	Поле (луг)			Лес		
	m_p, м	$h_{крит}$, м	τ	m_p, м	$h_{крит}$, м	τ
Песчаная	0.5	15.2	2	2.0	15.2	2
Супесчаная	0.3	8.0	2	1.5	10.5	3
Суглинистая	0.15	8.0	2	1.0	10.5	3

Таблица 4. Сопоставление расчетных и фактических значений подземного и речного стока по опорным речным бассейнам (в числителе – расход, $м^3/с$; в знаменателе – слой, мм)

Водосбор–водопост	Площадь, F км^2	Расчетные значения					Фактические значения 50%-ной ВП	
		инфильтрация Q_w^+	эвапотранспирационная разгрузка Q_w^-	подземное питание рек Q_P	поверхностный сток Q_S	речной сток Q_R	подземный сток	речной сток
Жиздра–Дубровка	1900	3.617 / 68	–0.365 / –49	3.252 / 54	6.377 / 106	9.629 / 160	2.876 / 48	9.483 / 157
Жиздра–Козельск	7226	14.271 / 70	–1.049 / –44	13.222 / 58	21.075 / 92	34.296 / 150	12.031 / 53	34.492 / 151
Угра–Мокрое	10800	23.152 / 74	–0.996 / –36	22.154 / 65	36.542 / 107	58.696 / 171	21.567 / 63	58.242 / 170
Угра–Товарково	15320	35.183 / 78	–1.138 / –33	34.045 / 70	49.039 / 101	83.084 / 171	35.399 / 78	83.427 / 172
Протва–Спас Загорье	3640	10.171 / 91	–0.071 / –18	10.100 / 88	9.836 / 85	19.936 / 173	7.362 / 64	19.814 / 172
Десна–Голубея	4770	9.739 / 73	–0.595 / –35	9.144 / 60	16.305 / 108	25.449 / 168	10.141 / 67	27.024 / 179
Болва–Псурь	3210	7.036 / 77	–0.262 / –26	6.774 / 67	9.462 / 93	16.236 / 93	6.743 / 66	17.008 / 167
Ветьма–Круча	1370	3.334 / 84	–0.119 / –33	3.216 / 74	3.902 / 90	7.118 / 164	2.604 / 60	7.205 / 166

гидрографов, что может быть вызвано как известными погрешностями выделения подземного питания на гидрографе, так и неверным представлением об условиях полного дренирования. Более подробный анализ величин невязок между фактическими и расчетными характеристиками подземного стока по речным бассейнам территории с разной площадью показывает, что при уменьшении площади невязки существенно возрастают и имеют разные знаки (рис. 7). Это отражает, по-видимому, процессы межбассейнового водообмена. Отрицательные величины невязок в этом случае соответствуют условиям неполного дренирования местной гидросетью, когда инфильтрационное питание на площади бассейна формирует подземный сток смежных территорий, и наоборот – разгрузка подземных вод в пределах других бассейнов превышает их суммарное питание (положительные невязки). Таким образом, на рассматриваемой территории условия полного дренирования гидрогеологического разреза зоны активного водообмена характерны для речных бассейнов с площадью >5 тыс. км^2 (рис. 7), что вполне соответствует краевой части МАБ, где происходит активное формирование подземного питания всех горизонтов разреза [9].

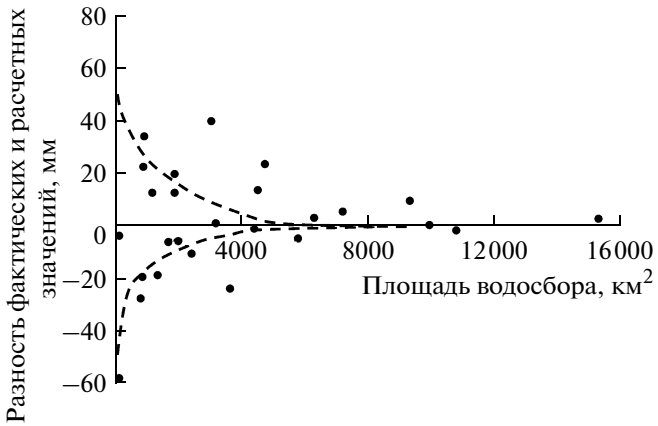

Рис. 7. Зависимость невязки среднемноголетних фактических расходов подземного стока и инфильтрационного питания от площади водосборного бассейна.

Следует особо подчеркнуть методическую целесообразность использования величин суммарного речного стока, как верификационного критерия расчетных моделей, поскольку, во-первых, речной сток – интегральный показатель формирования водного баланса речного бассейна в целом, отражающий как поверхностную, так и подземную ветви единого геогидрологического цикла; во-вторых, расход реки – единственная надежно и достоверно фактически определяемая воднобалансовая харак-

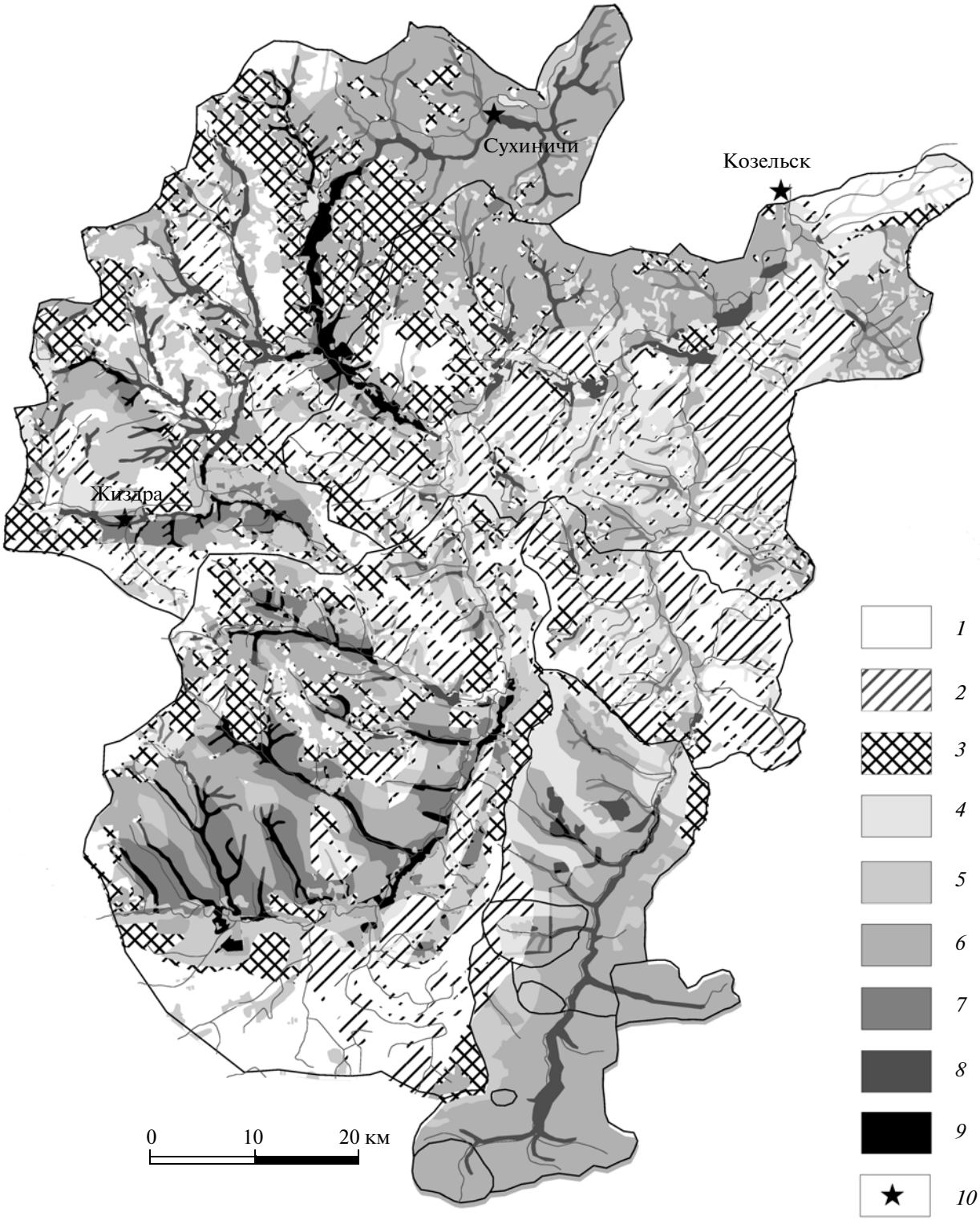

Рис. 8. Карта-схема инфильтрационного питания подземных вод бассейна р. Жиздра (Калужская обл.). Инфильтрация, мм: *1* – 120–140, *2* – 100–120, *3* – 80–100, *4* – 60–80, *5* – 40–60, *6* – 0–40, *7* – от –10 до –30, *8* – от –40 до –60, *9* – от –80 до –100; *10* – города.

теристика речного бассейна. В этой связи, удовлетворительное соответствие расчетных и фактических расходов речного стока доказывает адекватность используемых моделей формирования водного баланса как на поверхности речного бассейна, так и в зоне аэрации. Полученные для разных природных условий речных бассейнов значения инфильтрации отражены на итоговой карте, пример которой для одного из речных бассейнов территории представлен на рис. 8. При построении карты учтено, что определенные сочетания ландшафтных, геолого-почвенных и гидрогеологических условий на поверхности водосбора и в зоне аэрации обусловливают незначительные различия значений формирующегося инфильтрационного питания подземных вод. Такие территории объединены в единую провинцию с соответствующим диапазоном значений, средней для бассейна среднемноголетней величиной инфильтрации и типовой ее зависимостью от глубины залегания УГВ. На результирующей карте среднемноголетнего инфильтрационного питания подземных вод наряду с участками собственно питания отражены территории, приуроченные преимущественно к долинам рек с неглубоким залеганием УГВ, где в годовом разрезе превалирует отток с УГВ и осуществляется разгрузка подземных вод эвапотранспирацией – отрицательные величины питания (рис. 8).

Полученные средние характеристики питания подземных вод для юго-западной части МАБ не противоречат предшествующим региональным оценкам – на уровне 60–80 мм/год [9] и, вместе с тем, отражают существенную неоднородность питания в зависимости от природных условий его формирования. Кроме того, использованный подход к оценке инфильтрации позволяет охарактеризовать также и разгрузку подземных вод эвапотранспирацией на участках с неглубоким залеганием УГВ, суммарная величина которой для рассматриваемой территории составила порядка 380 тыс. $м^3$/сут. Доля скрытой эвапотранспирационной разгрузки в расходе подземного питания рек меняется с севера на юг территории от 1 до 10% (табл. 4). Максимальные расходы эвапотранспирации с УГВ характерны на водосборной площади самой долины р. Оки. Полученные величины характеризуют ту часть естественных ресурсов подземных вод, которая не поддается оценке традиционными методами, основанными на анализе меженного стока рек [5].

ВЫВОДЫ

Для региональной оценки инфильтрационного питания подземных вод, характеризующего их естественные ресурсы, целесообразно использовать методы моделирования формирования водного баланса на поверхности земли и в зоне аэрации. Принципы их использования основаны на типизации изучаемой территории по условиям формирования инфильтрационного питания подземных вод, включающим метеорологические, ландшафтные, геолого-почвенные и гидрогеологические факторы, и на проведении моделирования типичных природных условий на площади речных бассейнов.

Рассмотренный комплекс моделей отражает процессы трансформации осадков на поверхности (испарение с поверхности земли и растительности, накопление и таяние снега, образование поверхностного стока) и влагопереноса в зоне неполного насыщения с учетом отбора влаги корнями растений. Достоверность модельных оценок определяется на основе сопоставления фактических и расчетных характеристик речного стока для территорий, в границах которых происходит полное дренирование водоносного разреза зоны активного водообмена. Это обеспечивает соответствие модельного общего водного баланса речного бассейна природному – на уровне как поверхностной, так и подземной составляющих единого геогидрологического цикла, что достигается контролем баланса на его границах (“осадки–речной сток”).

Изложенные принципы оценки инфильтрационного питания на основе геогидрологических моделей представляют собой, по сути, комплексный подход, объединяющий балансовый, гидролого-гидрогеологический и гидродинамический методы, что во многом позволяет избежать ограничений использования каждого из них в отдельности.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Будаговский А.И.* Испарение почвенных вод // Физика почвенных вод. М.: Наука, 1981. С. 13–95.
2. Гидрогеодинамические расчеты на ЭВМ. М.: Изд-во МГУ, 1994. 334 с.
3. *Глобус А.М.* Почвенно-гидрофизическое обеспечение агроэкологических математических моделей. Л.: Гидрометеоиздат, 1987. 427 с.
4. *Демидов В.Н.* Численное моделирование процессов формирования дождевого стока. Автореф. дис. ... докт. физ-мат. наук. М.: ИВП РАН, 2007. 34 с.
5. *Зекцер И.С.* Закономерности формирования подземного стока и научно-методические основы его изучения. М.: Наука, 1977. 174 с.
6. *Константинов А.Р.* Испарение в природе. Л.: Гидрометеоиздат, 1968. 532 с.
7. *Коронкевич Н.И.* Структура водного баланса территории // Теория и методы управления ресурсами вод суши. М.: Наука, 1982. С. 52–68.
8. *Кучмент Л.С., Гельфан А.Н.* Динамико-стохастические модели формирования речного стока. М.: Наука, 1993. 101 с.
9. *Лебедева Н.А.* Естественные ресурсы подземных вод Московского артезианского бассейна. М.: Наука, 1972. 148 с.
10. *Пашковский И.С.* Разработка геофильтрационных моделей системы “зона аэрации – грунтовые воды” и их применение при изучении взаимосвязи

подземных и поверхностных вод. Дис. ... докт. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 1985. 406 с.

11. *Пашковский И.С.* Взаимосвязь подземных и поверхностных вод в окружающей среде // II конференция пользователей и партнеров "Геолинка". М.: ИНФОКОМ-ГЕО, 2001. С. 36–40.
12. *Судницын И.И.* Движение почвенной влаги и водопотребление растений. М.: Изд-во МГУ, 1979. 255 с.
13. Указания по расчету испарения с поверхности суши. Л.: Гидрометеоиздат, 1970. 133 с.
14. *Федоров С.Ф.* Исследование элементов водного баланса в лесной зоне Европейской территории СССР. Л.: Гидрометеоиздат, 1977. 264 с.
15. *Шестаков В.М., Пашковский И.С., Сойфер А.М.* Гидрогеологические исследования на орошаемых территориях. М.: Недра, 1982. 244 с.
16. *Шестаков В.М., Поздняков С.П.* Геогидрология. М.: Академкнига, 2003. 173 с.
17. *Allen R.G.* REF-ET calculation software for FAO and ASCE standardized equations. Kimberly: Univer. of Idacho, 2001. 86 p.
18. *Chanzy A., Mumen M., Richard G.* Accuracy of top soil moisture simulation using a mechanistic model with limited soil characterization. // Water Res. Research. 2008. V. 44. W03432. doi:10.1029 / 2006WR005765
19. *Chen X., Rubin Y., Ma S., Baldocchi D.* Observations and stochastic modeling of soil moisture control on evapotranspiration in a Californian oak savanna // Water Res. Research . 2008. V. 44. W08409. doi:10.1029 / 2007WR006646
20. *Freeze R.A., Harlan R.L.* Blueprint for a physically-based digitally-simulated hydrologic response model // J. Hydrology. 1969. V. 9. P. 237–258.
21. *Gale M.R., Grigal D.F.* Vertical root distributions of northern tree species in relation to successional status. // Can. J. For. Res. 1987. V. 17. P. 829–834.
22. *van Genuchten M.Th.* A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils // Soil Sci. Soc. Am. J. 1980. V. 44. P. 892–898.
23. *van Genuchten M.Th.* A numerical model for water and solute movement in and below the root zone // Research Report № 121. Riverside: U.S. Salinity laboratory USDA, 1987. 31 p.
24. *Jones J.P., Sudicky E.A., McLaren R.G.* Application of a fully-integrated surface-subsurface flow model at the watershed-scale: A case study // Water Res. Research . 2008. V. 44. W03407. doi:10.1029 / 2006WR005603
25. *Li K.Y., De Jong R., Coe T.R., Ramankutty N.* Root-Water Uptake Based upon a New Water Stress Reduction and an Asymptotic Root Distribution Function // Earth Interactions. 2006. V. 10. № 14. P. 1–22.
26. *Liang X., Lettenmaier D.P., Wood E.F., Burges S.J.* A Simple hydrologically based model of land surface water and energy fluxes for general circulation models. // J. Geophys. Res. 1994. 99(D7). P. 14415–14428.
27. *Novak V., Havrila J.* Transpiration of Plants: A Review of Calculation Methods. // Geophys. Res. Abstracts. 2005. V. 7., P. 1–5.
28. *Schroeder P.R., Dozier T.S., Zappi P.A. et al.* The Hydrologic Evaluation of Landfill Performance (HELP) Model: Engineering Documentation for Version 3. EPA/600/R–94/168b. Washington, 1994. 116 p.
29. *Schaap M.G., Leij F.L., van Genuchten M.Th.* Rosetta: A computer program for estimating soil hydraulic parameters with hierarchical pedotransfer functions. // J. Hydrology. 2001. V. 251. P. 163–176.
30. *Šimůnek J., van Genuchten M.Th., Šejna M.* The HYDRUS-1D Software Package for Simulating the One-Dimensional Movement of Water, Heat, and Multiple Solutes in Variably-Saturated Media. Version 3.0 . Riverside: Department of Environ. Sciences Univer. of California Riverside, 2005. 270 p.
31. *Zhang L., Hickel K., Dawes W.R. et al.* A rational function approach for estimating mean annual evapotranspiration // Water Res. Research. 2004. V. 40. W02502. doi:10.1029 / 2003WR002710