

Глава 5. ОЦЕНКА И ПРОГНОЗ ИЗМЕНЕНИЯ СТОКА РЕК БЕЛОРУССКОГО ПОЛЕСЬЯ

5.1. Методология оценки влияния изменения климата на сток рек

Для прогнозных оценок изменения стока рек бассейнов адаптирован метод гидролого-климатических расчетов (ГКР), предложенный В. С. Мезенцевым и основанный на совместном решении уравнений водного и теплоэнергетического балансов [128]. Положив в основу гидролого-климатическую гипотезу В. С. Мезенцева [128], мы разработали многофакторную модель, включающую в себя стандартное уравнение водного баланса участка суши с независимой оценкой основных элементов баланса (атмосферные осадки, суммарное испарение и климатический сток) в годовом разрезе. Разработанная модель использована для оценки возможных изменений водных ресурсов рек в зависимости от тех или иных гипотез климатических колебаний и антропогенных воздействий на характеристики водосборов.

Уравнение водного баланса речного водосбора за некоторый промежуток времени имеет вид:

$$H(I) = E(I) + Y_K(I) \pm \Delta W(I), \quad (5.1)$$

где $H(I)$ – суммарные ресурсы увлажнения, мм; $E(I)$ – суммарное испарение, мм; $Y_K(I)$ – суммарный климатический сток, мм; $\Delta W(I)$ – изменение влагозапасов деятельного слоя почвогрунтов, мм; I – интервал осреднения.

Суммарное испарение находится по формуле:

$$E(I) = E_m(I) \left[1 + \frac{\left(\frac{E_m(I)}{W_{HB}} + V(I)^{1-r(I)} \right)^{n(I)}}{\left(\frac{KX(I) + g(I)}{W_{HB}} + V(I) \right)^{n(I)}} \right]^{\frac{1}{n(I)}}, \quad (5.2)$$

где $E_m(I)$ – максимально возможное суммарное испарение, мм; W_{HB} – наименьшая влагоемкость почвы, мм; $V(I) = W(I)/W_{HB}$ – относительная влажность почвогрунтов на начало расчетного периода; $KX(I)$ – сумма измеренных атмосферных осадков, мм; $g(I)$ – грунтовая составляющая водного баланса, мм; $r(I)$ – параметр, зависящий от водно-физических свойств и механического состава почвогрунтов; $n(I)$ – параметр, учитывающий физико-географические условия стока.

Относительная влажность почвы на конец расчетного периода определяется из соотношений

$$V(I+1) = V(I) \cdot \left(\frac{V_{cp}(I)}{V(I)} \right)^{r(I)}; \quad (5.3)$$

$$V_{cp}(I) = \left(\frac{KX(I) + g(I)}{W_{HB}} + V(I) \right)^{\frac{1}{r(I)}} \cdot \left(\frac{E_m(I)}{W_{HB}} + V(I)^{1-r(I)} \right)^{-\frac{1}{r(I)}}. \quad (5.4)$$

Полученные значения $V_{cp}(I)$ сравнивают с относительной величиной полной влагоемкости $V_{ПВ}$. Если $V_{cp}(I) \leq V_{ПВ}$, то принимается расчетное значение относительной средней влажности, в противном случае, когда $V_{cp}(I) \geq V_{ПВ}$, к расчету принимается $V_{cp}(I) = V_{ПВ}$, разница $(V_{cp}(I) - V_{ПВ}) \cdot W_{HB}$ относится к поверхностному стоку.

Величина атмосферных осадков в месяцы холодного периода за вычетом величины суммарного испарения переносится на период половодья, т. е. на март.

Максимально возможное суммарное испарение находится по методике, описанной в научной литературе [49].

Теплоэнергетические ресурсы процесса испарения для любого расчетного промежутка времени определяются как:

$$LE_{mi} = R_i^+ + P_i^+ \pm \Delta B_i - \Delta E_{0i}, \quad (5.5)$$

где E_{mi} – эквивалент теплоэнергетических ресурсов – максимально возможное испарение, м; L – скрытая теплота испарения, Дж/м³; R_i^+ – положительная составляющая радиационного баланса, Дж/м²; P_i^+ – положительная составляющая турбулентного теплообмена, Дж/м²; ΔB_i – изменение теп-

лозапасов деятельного слоя почвы, Дж/м²; ΔE_{0i} – расход тепла на таяние снега, льда, прогревание почвы, Дж/м².

Параметр n определяется соотношением фактического и максимально возможного суммарного испарения при оптимальном увлажнении деятельного слоя почвы.

Выражая условия формирования стока через средний уклон водосбора и коэффициент шероховатости, который, в свою очередь, зависит от гидравлического радиуса или средней глубины потока, можно определить параметр n [127].

Суммарные ресурсы увлажнения определяются следующим образом:

$$H(I) = KX(I) + W_{HB}(V(I) - V(I+1)). \quad (5.6)$$

Решение системы уравнений (5.2)–(5.4) осуществляется методом итераций до тех пор, пока значение относительной влажности почвогрунтов на начало расчетного интервала не будет равно значению относительной влажности на конец последнего интервала. При расчете начальное значение влажности принимается равным значению наименьшей влагоемкости, т. е. $W(1) = W_{HB}$, откуда $V(1) = 1$. Сходимость решения метода ГКР достигается уже на четвертом шаге расчета.

Корректировка климатического стока осуществляется с помощью коэффициентов, учитывающих влияние различных факторов на формирование руслового стока, т. е.

$$Y_p(I) = k(I) \cdot Y_K(I), \quad (5.7)$$

где $Y_p(I)$ – суммарный русловой сток, мм; $k(I)$ – коэффициент, учитывающий гидрографические характеристики водосбора.

Моделирование водного баланса исследуемой реки реализовано в виде компьютерной программы и осуществляется в два этапа. На первом этапе производится настройка модели по известным составляющим водного и теплового балансов исследуемой реки. При настройке модели преследуется цель достичь наибольшего соответствия рассчитанного климатического и руслового стоков. Первый этап заканчивается построением графиков климатического и руслового стока и выводом ошибки моделирования.

Хорошее совпадение измеренного и рассчитанного стока свидетельствует о корректности модели. Полученные параметры модели использованы при проведении численного эксперимента.

Второй этап представляет собой непосредственный расчет водного баланса исследуемой реки с использованием параметров, полученных при калибровке модели. Расчет элементов водного баланса исследуемой реки производится с учетом конкретных особенностей рассматриваемого водосбора [51].

Результаты моделирования свидетельствуют о высокой точности расчета водного баланса как для практического применения, так и для теоретических исследований, что проверено на большом количестве рек Беларуси с площадью водосбора около 1000 км², на которых ведутся гидрометрические наблюдения. Таким образом, при наличии данных об атмосферных осадках, температуре воздуха, дефицитах влажности воздуха на расчетный период и современных значениях стока воды реки, а также гидрографических характеристиках водосбора с помощью приведенной методики возможно получить прогнозные оценки водного баланса малых рек Беларуси на расчетную перспективу.

Решение уравнения водного баланса для водосбора связано с определением среднего значения тех элементов, наблюдения за которыми ведутся в отдельных точках водосбора, поэтому одной из главных составляющих моделирования водного режима является корректная оценка климатических характеристик и их осреднение по водосбору. Это, в свою очередь, вызывает необходимость интерполяции и осреднения используемых величин. Применяемые в настоящее время методы оценки среднего значения того или иного балансового элемента на водосборе, по существу, являются вариантами способа нахождения среднего взвешенного. Методы осреднения, как правило, отличаются лишь в части приемов оценки весовых коэффициентов, степени учета основных факторов формирования балансовых элементов уделяется недостаточное внимание. Так, пространственно-временное распределение атмосферных осадков зависит от направления движения циклонов, положения фронтов раздела, происхождения и мощности влажных воздушных масс, от рельефа местности, экспозиции склонов и ряда других факторов.

Каждый бассейн имеет различную конфигурацию, специфическое строение поверхности с присущей ей гаммой индивидуальных свойств, поэтому распределение величин осадков и стока по реальным периодам на реальных территориях, как правило, пестрое, а их так называемые поля уже в силу этого – неоднородные и анизотропные.

В отличие от других, методика осреднения и интерполяции гидрометеорологических характеристик, предложенная ГГИ [22], основана на использовании теоремы Вейерштрасса, когда любую

функцию $f(x)$, непрерывную в интервале (a, b) , можно представить в этом интервале с любой степенью точности через многочлен $P(x)$ при условии:

$$|f(x) - P(x)| < \varepsilon, \quad (5.8)$$

где x – значение рассматриваемой гидрометеорологической характеристики в интервале (a, b) ; ε – любая заранее заданная величина точности.

В качестве исходной функции распределения гидрометеорологической характеристики в речном бассейне принимается функция $x(\varphi, \lambda, H)$ заданная в табличном виде, в которой λ, φ – принимаемые прямоугольные координаты (географическая широта, долгота) расчетного пункта, H – абсолютная отметка поверхности земли в данном пункте. На основе теоремы Вейерштрасса возможно аналитическое выражение исходной функции распределения гидрометеорологической характеристики, ранее заданной в табличном виде. Это приводит к замене точечных данных наблюдений аппроксимирующей функцией трехмерной нелинейной (полиномиальной) интерполяции.

С использованием аналогичного подхода и материалов, имеющихся в Беларуси, ранее выполнено исследование связей климатических характеристик с определяющими их факторами. При этом использован дифференцированный подход к учету в структуре регрессионной модели трех групп формирующих факторов. Во-первых, фоновых факторов, определяемых глобальными влагопереносами в атмосфере и, естественно, участвующих в формировании климатических характеристик над всей рассматриваемой территорией. Во-вторых, региональных факторов, влияющих на ограниченной территории, охваченной инструментальными наблюдениями. В-третьих, местных факторов, оказывающих свое влияние на режим климатических характеристик в пределах ограниченной и не охваченной инструментальными наблюдениями территории [41].

Для количественной оценки элементов водного баланса (ЭВБ) по территории, с учетом отмеченных факторов, используют математическую модель аддитивно-мультипликативной структуры [25]:

$$X = X(\Phi) + k(\Phi) \cdot (X(P)_0 + X(M)_0) + \Delta X = X(\Phi) + X(P) + X(M) + \Delta X, \quad (5.9)$$

где Φ, P, M – соответственно фоновые, региональные и местные факторы.

Эти факторы, образуя, с одной стороны, зависимую переменную (Φ_0 – новый коэффициент) – $k(\Phi) = \frac{X(\Phi) - X(\Phi)_0}{X(\Phi)_0} + 1 = \frac{\bar{X}(\Phi)}{X(\Phi)_0} + 1$, отражающую отношение $\bar{X}(\Phi)$ отклонения фоновой составляющей

ЭВБ в данном пункте $X(\Phi)$ от ее среднетерриториального значения $X(\Phi)_0$, увеличенное на единицу, с другой – вклад в величину X региональной $X(P) = k(\Phi) \cdot X(P)_0$ и местной $X(M) = k(\Phi) \cdot X(M)_0$ составляющих; ΔX – вклад в величину X «не объясненных» пока в принятой математической модели местных факторов.

Переход от общего вида модели (5.9) с идентифицированной блочной структурой к конкретизированной многофакторной модели возможен при максимальном учете самой природы исследуемого гидрометеорологического элемента. Для характеристики территориального распределения норм климатических характеристик предлагается модель:

$$X = X(\varphi, \lambda) + k(\varphi, \lambda) \cdot (X(H)_0 + X(B)_0) + \Delta X = X(\varphi, \lambda) + X(H) + X(B) + \Delta X, \quad (5.10)$$

где φ, λ, H – координаты гидрометеорологического пункта, как фоновые φ, λ и региональные H факторы формирования величин атмосферных осадков (X); B – местный фактор, характеризующий изменение климатических параметров на метеостанции за счет проявления в них дополнительных к суммарным влияниям орографических барьеров свойств данной территории.

В зависимости от точности описания структуры месячных норм климатических характеристик могут использоваться различные регрессионные уравнения. Так, нормы климатических характеристик за различные интервалы осреднения (месяц, сезон, год) в первом приближении могут быть оценены по линейным регрессионным зависимостям типа [87]:

$$X_j = a_{1j} \cdot \varphi + a_{2j} \cdot \lambda + a_{3j} \cdot H + a_{0j}, \quad (5.11)$$

где X_j – месячная (сезонная, годовая) норма ЭВБ в расчетном пункте, мм; φ, λ – условные прямоугольные координаты (широта, долгота) расчетного пункта, принимаемые относительно некоторого пункта, км; H – абсолютная отметка поверхности земли (в Балтийской системе) в расчетном пункте, м; $a_{1j}, a_{2j}, a_{3j}, a_{0j}$ – коэффициенты частных уравнений регрессии для оценки норм климатических характеристик за различные интервалы осреднения.

Зная значения климатических характеристик, можно определить средний их слой для водосборного бассейна (\bar{X}_A) по выражению:

$$\bar{X}_A = \frac{1}{A \cdot \Delta H} \cdot \int_{\phi_1}^{\phi_2} \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} \int_{H_1}^{H_2} X(\phi, \lambda, H) d\phi d\lambda dH, \quad (5.12)$$

где A – площадь водосбора, км²; $\phi_1, \phi_2, \lambda_1, \lambda_2$ – координаты крайних точек водосбора, м; $\Delta H = H_{\max} - H_{\min}$ – разность соответственно максимальной и минимальной абсолютных отметок поверхности водосбора, м.

Методика имитационного моделирования апробирована практически на всех основных климатических характеристиках, что дало возможность привлечь дополнительно большой объем гидрометеорологической информации о возможных вариантах значений и изменений, входящих в балансовые уравнения случайных величин.

При настройке моделей по предлагаемой методике возникли проблемы с определением параметров для зимних месяцев. Дело в том, что модель недостаточно точно учитывала участвовавшие в последнее время оттепели, поэтому была проведена корректировка модели, учитывающая оттепели. Полученная при настройке модели разница между русловым и климатическим стоком относилась к стоку, сформировавшемуся во время оттепелей, которая фиксировалась в настройках модели. При прогнозировании стока будущего эта составляющая добавлялась непосредственно к стоку, а ее величина отнималась от атмосферных осадков соответствующего месяца и на период половодья переносились осадки за вычетом суммарного испарения и стока в период оттепелей. При этом величина стока в период оттепелей корректировалась с учетом прогнозируемой температуры соответствующего месяца. В первом приближении величину этого стока можно принять из соотношения месячных температур воздуха и величины стока в период оттепелей, полученной при настройке модели.

Прогнозные оценки изменения стока рек осуществлялись по следующей схеме. Настраивалась модель по средним многолетним данным по речному стоку, атмосферным осадкам, температуре воздуха и дефицитам влажности воздуха. Затем вводились прогнозные величины для соответствующей перспективы по тем метеостанциям, которые были использованы при настройке модели. Считывались параметры настройки модели, и осуществлялась прогнозная оценка. Полученные значения кли-

матического стока сравнивались между собой по соотношению $\Delta_{кл.} = \frac{Y_{кл.}^{пр.}}{Y_{кл.}^{сов.}} \cdot 100\%$. Непосредственная

прогнозная оценка руслового стока находилась из соотношения $Q^{пр.} = \frac{Q^{сов.} \cdot \Delta_{кл.}}{100}$, м³/с.

Пример моделирования среднемноголетнего годового стока и его внутригодового распределения (калибровка модели и прогноз) для одного пункта мониторинга гидрологического режима представлен на рисунке 5.1.

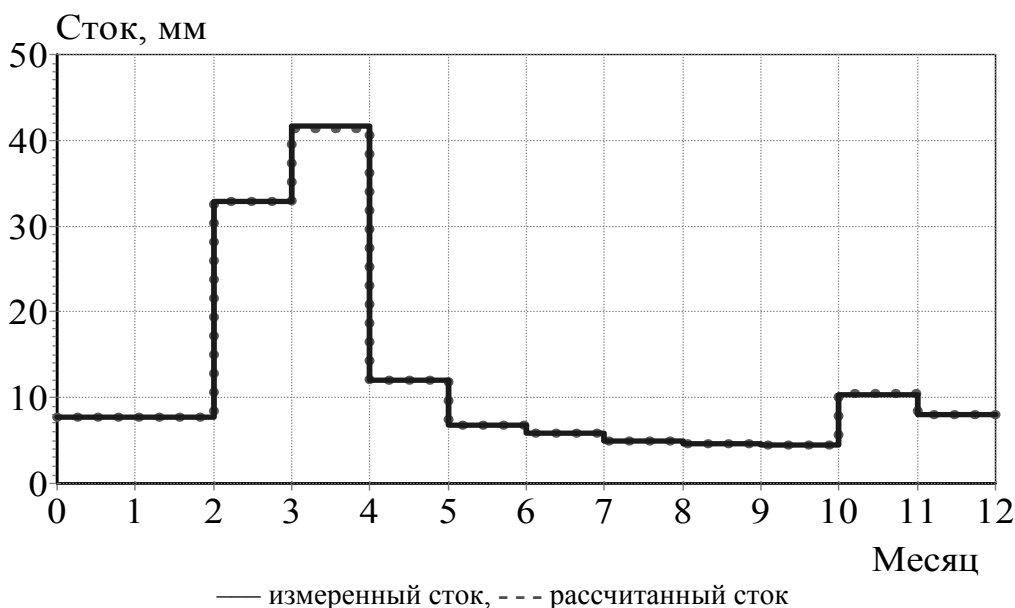


Рисунок 5.1 – Измеренный и рассчитанный сток р. Свиновод в створе Симоници

5.2. Оценка изменения стока

Для разработки прогнозов изменения климата и стока необходимо предварительно выполнить оценку их изменения за период с 1961 года по настоящее время с разбиением этого интервала на два периода – изменения за период с 1986 года по настоящее время (ближайший год, по которому имеются регулярные наблюдения) по отношению к изменениям за период с 1961 по 1985 год. Указанный временной интервал и его разбиение на данные периоды рекомендуется МГЭИК и, в принципе, является установившейся мировой практикой [21]. Результаты оценки изменений климата и речного стока за предыдущий период являются необходимыми исходными данными для последующих прогнозных расчетов.

5.2.1. Изменение стока рек бассейнов Днепра и Припяти

Оценка изменения стока (расходов воды в реках) выполнена для каждого из 28 гидрологических постов в среднемесечном и в среднегодовом разрезах для периода с 1987 по 2015 год по отношению к периоду с 1961 по 1986 год. Дополнительно выполнена оценка для максимальных расходов весеннего половодья и минимальных расходов летне-осенней межени.

Итоговые обобщенные результаты по оценке изменения стока в бассейнах рек Днепр и Припять по всем репрезентативным гидрологическим постам внесены в таблицу 5.1. На рисунках 5.2–5.11 представлены итоговые результаты изменения стока в бассейнах рек Днепр и Припять.

По результатам оценок изменения стока за период с 1961 по 2015 год можно сделать следующие обобщенные выводы:

- среднегодовой сток по бассейнам рек Днепра и Припяти изменился незначительно: увеличился по бассейну Днепра (максимально – на 10 %) и уменьшился по бассейну Припяти (максимально – на 9 %);
- произошло значительное снижение стока весеннего половодья – на 33 % по бассейну Днепра и на 42 % по бассейну Припяти с более ранним наступлением его пика;
- произошло увеличение стока в зимний период – на 47 % по бассейну Днепра и на 20 % по бассейну Припяти;
- сток в летний период изменился не очень значительно за весь период с 1961 по 2015 год, однако в последние годы (включая 2014, 2015 гг.) произошло значительное снижение стока, который был даже меньше минимального за весь указанный период.

Таблица 5.1 – Итоговые обобщенные результаты оценки изменения среднемесячного стока (%) в бассейнах рек Днепр и Припять за период с 1961–1986 и 1987–2015 гг.

Месяцы											
I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
<i>Днепр – Мозырь (A=20800 км²)</i>											
49,52	90,56	78,32	-17,97	9,60	56,79	14,88	25,42	55,91	61,83	36,35	28,83
<i>Днепр – Жлобин (A=30300 км²)</i>											
50,47	82,52	68,30	-12,57	4,67	56,12	14,76	12,78	40,45	51,11	35,48	37,26
<i>Днепр – Речица (A=58200 км²)</i>											
25,90	55,73	42,89	-16,40	-8,73	23,10	14,27	0,49	13,36	28,60	19,11	18,98
<i>Друть – Городище (A=2850 км²)</i>											
35,85	47,91	13,52	-25,79	5,29	8,40	-19,88	-15,43	9,90	29,10	14,64	7,65
<i>Березина – Бобруйск (A=20300 км²)</i>											
16,29	41,34	13,57	-24,90	-8,22	4,90	1,03	1,04	-1,08	7,45	0,21	-1,06
61,27	106,40	12,32	-16,69	17,59	4,40	-23,32	-6,38	19,83	18,24	-6,73	4,95
<i>Свислочь – Тереховы</i>											
34,03	48,99	13,10	-23,59	-0,72	7,80	11,48	11,81	8,79	12,65	8,18	8,95
<i>Грава – Аминовичи (A=42,8 км²)</i>											
38,46	58,33	-12,50	-30,88	0,00	-12,50	-7,14	-9,09	0,00	-7,69	-6,67	0,00
<i>Сушанка – Суша (A=153 км²)</i>											
40,00	89,36	50,82	-7,82	0,88	17,39	-7,04	-5,77	-2,33	20,00	15,38	1,52
<i>Сож – Славгород (A=17700 км²)</i>											
61,96	94,41	68,36	-17,00	33,15	44,85	4,40	35,08	24,32	39,09	33,90	21,03
<i>Сож – Гомель (A=38900 км²)</i>											
40,24	88,69	56,59	-24,23	24,66	48,02	16,28	18,91	25,74	21,80	26,24	22,20
<i>Остер – Ходунь (A=3250 км²)</i>											
64,69	104,98	43,82	-23,39	25,68	53,08	13,83	29,48	33,17	47,61	30,10	9,52