

ГИДРОЛОГИЯ

В.А. Кузьмин, И.С. Гаврилов, Т.А. Соколова, А.Ю. Тимофеев

РАСЧЕТ МАКСИМАЛЬНЫХ РАСХОДОВ ВЕСЕННЕГО ПОЛОВОДЬЯ МЕТОДОМ ОПТИМИЗАЦИИ ИНТЕГРАЛЬНОГО ПОПРАВОЧНОГО КОЭФФИЦИЕНТА

V.A. Kuzmin, I.S. Gavrilov, T.A. Sokolova, A.Yu. Timofeev

COMPUTATION OF THE SPRING FLOOD MAXIMUM DISCHARGES BY USING A METHOD OF OPTIMIZATION OF AN INTEGRAL ADJUSTMENT FACTOR

Рассмотрен модифицированный метод расчета максимальных расходов весеннего половодья при отсутствии данных наблюдений, основанный на оптимизации и регионализации интегрального поправочного коэффициента. Как показали численные эксперименты, по расчету максимальных расходов малых и средних водосборов северо-запада России и бассейна Оби использование предложенного подхода позволяет значительно упростить рекомендованную Сводом Правил процедуру расчета максимальных расходов и при этом повысить ее точность.

Ключевые слова: максимальный расход, упрощение, повышение точности, автоматизированный расчет

In this paper, a modified approach to computation of the spring flood maximum discharges, if no observation data are available, is considered. The proposed approach is based on optimization and regionalization of an integral adjustment factor. As numerical experiments performed for a number of small and average catchments of the north-west Russia and Ob Basin showed, this method allows significant simplifying the computation procedure recommended by the regulatory literature and improving its accuracy.

Key words: maximum discharge, simplification, improvement of accuracy, automated computation.

Советская и российская гидрологическая школа обладает неоценимым опытом прогнозирования и расчета различных гидрологических характеристик. Несмотря на то, что многие методы были разработаны около полувека назад, часть из них не имеет альтернативы и сегодня. В качестве примера можно привести тот факт, что Гидрометцентр России выполняет прогнозирование ледовых явлений на Аляске на основе метода Шуляковского, разработанного в начале 60-х гг. прошлого столетия, причем выпускаемые прогнозы превосходят по точности более современные и высокотехнологичные американские аналоги.

Особо следует отметить и имеющийся опыт разработки методов прогнозирования и расчета стока с неизученных и слабо изученных водосборов. Объявленное Международной Ассоциацией Гидрологических Наук (International Association of Hydrological Sciences) десятилетие прогнозирования стока с неизученных водосборов (the IAHS Prediction in Ungauged Basins decade, PUB) практически не принесло сколько-нибудь значимых результатов. В то же время труды советских и российских ученых (например, [Владимиров, 1990; Горошков, 1979; Рождественский, 1974] и др.) остаются невостребованными по причине их некоторой технологической незавершенности. По мнению авторов данной статьи, более широкому международному использованию разработок этих и других ученых препятствует отсутствие удобного программного обеспечения, для создания которого необходима максимально возможная автоматизация процедур расчета или прогнозирования гидрологических характеристик. В предлагаемой работе рассмотрен пример модификации процедуры расчета максимальных расходов весеннего половодья в сторону упрощения путем сокращения числа элементов расчета.

Рассмотрим эту процедуру более подробно. Согласно Своду правил 2003 г., при отсутствии гидрометрических наблюдений в расчетном створе, расчетный максимальный расход воды весеннего половодья $Q_{p\%}$, м³/с, заданной вероятности превышения $P\%$ при наличии рек-аналогов определяют по редуционной формуле:

$$Q_{p\%} = \frac{K_0 h_{p\%} \mu A}{(A + A_1)^n} \delta \delta_1 \delta_2, \quad (1)$$

где K_0 – параметр, характеризующий дружность весеннего половодья, который рассчитывают как среднее из значений, определенных по данным нескольких рек-аналогов путем обратного пересчета; $h_{p\%}$ – расчетный слой суммарного весеннего стока, мм (без срезки грунтового питания), ежегодной вероятности превышения $P\%$, который определяют в зависимости от коэффициента вариации C_v и отношения C_s/C_v , а также среднего многолетнего слоя стока h_0 ; μ – коэффициент, учитывающий неравенство статистических параметров кривых распределения слоев стока и максимальных расходов воды; δ , δ_1 , δ_2 – коэффициенты, учитывающие влияние водохранилищ, прудов и проточных озер (δ), залесенности (δ_1) и заболоченности речных водосборов (δ_2) на максимальные расходы воды; A – площадь водосбора исследуемой реки до расчетного створа, км²; A_1 – дополнительная площадь, учитывающая снижение интенсивности редукиции модуля максимального стока с уменьшением площади водосбора, км²; N – показатель степени редукиции.

Показатель степени редукиции n и параметр A_1 в формуле (1) определяют на основе зависимости $q_{\max p\%} = f(A)$ по данным наблюдений на изученных реках исследуемого района, где $q_{\max p\%}$ – модуль максимального стока.

Важно заметить, что допускается введение в формулу (1) дополнительных параметров (при наличии соответствующего обоснования), учитывающих влияние естественных и искусственных факторов на формирование максимального стока воды рек весеннего половодья.

Средний многолетний слой стока весеннего половодья h_0 следует определять по данным рек-аналогов или интерполяцией по картам, построенным для исследуемого района с учетом последних лет наблюдений. В значение среднего многолетнего слоя стока вносят поправки на учет влияния местных факторов (площадь водосбора, уклоны склонов на водосборе, озерность, залесенность, заболоченность, распаханность):

а) для рек степной зоны России и полупустынной зоны Западной Сибири с площадями водосборов менее 3000 км^2 в значения h_0 следует вводить поправки на учет площади водосбора на основе построения зависимости $h_0 = f(A)$ с учетом материалов наблюдений последних лет;

б) для малых равнинных рек с площадями водосборов менее 200 км^2 лесостепной, степной, полупустынной зон и засушливых степей поправочные коэффициенты устанавливают по зависимости $h_0 = f(J_{\text{в}})$, где $J_{\text{в}}$ – уклон водосбора;

в) при наличии озер, расположенных на водосборе реки, поправочные коэффициенты к среднему многолетнему слою стока весеннего половодья h_0 определяют по связи слоя стока со значениями средней взвешенной озерности речных бассейнов $h_0 = f(A_{\text{оз}})$, при этом параметр $A_{\text{оз}}$, %, определяют по формуле:

$$A_{\text{оз}} = \sum_{i=1}^n \left(\frac{100 S_i A_i}{A^2} \right), \quad (2)$$

где S_i – площадь зеркала озера, км^2 ; A_i – площадь водосбора озера, км^2 ; A – площадь водосбора в расчетном створе реки, км^2 ;

г) для водосборов с залесенностью, отличной от средней зональной (районной), поправочный коэффициент определяют по соотношению $A_{\text{л}}/A_{\text{л,р}}$, где $A_{\text{л}}$ – залесенность расчетного водосбора, %; $A_{\text{л,р}}$ – среднее районное значение залесенности, %.

Вычисление среднего районного значения залесенности водосборов выполняют как среднеарифметическое из значений залесенности, %, по ближайшим речным водосборам (водосборы с $A > 200 \text{ км}^2$ – для лесной и лесостепной зон и $A > 2000\text{--}3000 \text{ км}^2$ – для зон степей и полупустынь).

Коэффициент вариации слоя стока весеннего половодья принимают по рек-аналогам или интерполяцией по картам изолиний этого параметра, построенным для исследуемого района.

Расчетные значения отношения коэффициента асимметрии к коэффициенту вариации, а также коэффициента автокорреляции между стоком смежных лет $r(1)$ следует принимать как среднее из значений, установленных по данным группы рек с наиболее продолжительными наблюдениями за рассматриваемой

гидрологической характеристикой в гидрологически однородном районе с учетом площадей водосборов и других азональных факторов.

Коэффициент δ , учитывающий снижение максимального расхода воды весеннего половодья на реках, зарегулированных проточными озерами, следует определять по формуле:

$$\sigma = 1/(1 + CA_{03}), \quad (3)$$

где C – коэффициент, принимаемый равным 0,2 для лесной и лесостепной зон и 0,4 – для степной зоны.

При наличии в бассейне озер, расположенных вне главного русла и основных притоков, значение коэффициента δ следует принимать для $A_{03} < 2\%$ – 1; $A_{03} > 2\%$ – 0,8.

Коэффициент δ_1 , учитывающий снижение максимальных расходов воды в залесенных бассейнах, определяют по формуле:

$$\delta_1 = \frac{\alpha}{(A_n + 1)^n}, \quad (4)$$

где n' – коэффициент редукции; устанавливают по зависимости $q_{1\max} = f(A_n)$ с учетом преобладающих на водосборе почвогрунтов; α – коэффициент, учитывающий расположение леса на водосборе (в верхней или нижней части водосбора), а также природную зону (лесная или лесостепная).

Коэффициент δ_2 , учитывающий снижение максимальных расходов воды с заболоченных водосборов, определяют по формуле:

$$\delta_2 = 1 - \beta \lg(0,1A_6 + 1), \quad (5)$$

где β – коэффициент, определяемый в зависимости от типа болот и механического состава почвогрунтов вокруг болот и заболоченных земель (со слоем торфа не менее 30 см); A_6 – относительная площадь болот, заболоченных лесов и лугов в бассейне реки, %.

Внутриболотные озера, рассредоточенные по водосбору и расположенные вне главного русла и основных притоков, следует включать в значение относительной площади болот.

При заболоченности менее 3 % или проточной средневзвешенной озерности более 6 % коэффициент δ_2 принимают равным единице. Для горных рек коэффициенты δ_1 и δ_2 равны единице.

Таким образом, при расчетах по этой формуле необходимо использовать 9 различных формул, 5 таблиц, 7 зависимостей и 2 карты, а также вводить около 6 поправок в зависимости от способа вычисления того или иного параметра.

Авторами данной статьи была разработана альтернативная упрощенная методика, при использовании которой требуется применять 6 формул, 6 зависимостей, 3 поправки, 3 карты, а также 2 таблицы, т. е. общее число элементов расчета уменьшилось почти в полтора раза (с 29 до 20).

Суть разработанной методики заключается в определении оптимального набора параметров K_0 , δ , δ_1 , δ_2 в точке, для которой исходные данные отсутст-

вуют. Произведение этих параметров получило название интегрального поправочного коэффициента D . Рассмотрим метод расчета максимальных расходов весеннего половодья, основанный на его оптимизации и регионализации на примере водосборов, расположенных в бассейне Оби и на северо-западе Российской Федерации.

Используя ряды наблюдений и рассчитанные по ним расходы воды заданной обеспеченностью Q_p в N пунктах, методом линейной пошаговой оптимизации определено для них такое значение D , при котором рассчитанные Q'_p будут наименьшим образом отличаться от полученных по ряду (табл. 1).

Таблица 1

Пример оптимизации интегрального поправочного коэффициента для р. Алей – г. Алейск

Характеристика	Обеспеченность P , %					Среднее абсолютное отклонение
	0,01	0,1	0,3	0,5	1	
Q_p (по ряду наблюдений), м ³ /с	2065	1510	1266	1156	1009	
Q_p ($D = 0,0035$), м ³ /с	1684	1227	1020	925	792	271
Q_p ($D = 0,0037$), м ³ /с	1780	1297	1079	978	837	207
Q_p ($D = 0,0039$), м ³ /с	1877	1367	1137	1030	882	142
Q_p ($D = 0,0041$), м ³ /с	1973	1437	1195	1083	927	78
Q_p ($D_{\text{опт}} = 0,0043$), м ³ /с	2069	1507	1254	1136	973	15
Q_p ($D = 0,0045$), м ³ /с	2165	1577	1312	1189	1018	51
Q_p ($D = 0,0047$), м ³ /с	2262	1647	1370	1242	1063	116
Q_p ($D = 0,0049$), м ³ /с	2358	1718	1429	1295	1108	180
Q_p ($D = 0,0051$), м ³ /с	2454	1788	1487	1347	1153	245

В наших исследованиях были рассмотрены данные 43 гидрологических постов на реках Северо-Западного региона Европейской части Российской Федерации и 40 постов, расположенных в бассейне р. Оби. Затем были построены карты пространственного распределения интегрального поправочного коэффициента (рис. 1 и 2). Как видно из карты, представленной на рис. 1, значение интегрального параметра D плавно изменяется по всей территории. Значения параметра D плавно убывают из центра рассматриваемой территории на северо-запад и на юго-восток. Наибольшие значения наблюдаются в основном в бассейне озера Ильмень.

У некоторых водосборов происходит сгущение изолиний. Это может быть вызвано рядом причин, такими как: полная урбанизация территории, вырубка больших площадей лесов, большая степень заболоченности водосбора, распашка и многое другое. Исследование этих водосборов по площади, залесенности, заболоченности и озерности ничего не выявило.

То же самое можно сказать и о бассейне р. Оби (рис. 2). Поправочный коэффициент D , определенный по данным наблюдений на 40 постах, также распределяется в пространстве весьма плавно. Кроме того, наблюдается зональность интегрального поправочного коэффициента по широте: увеличение с востока на запад.

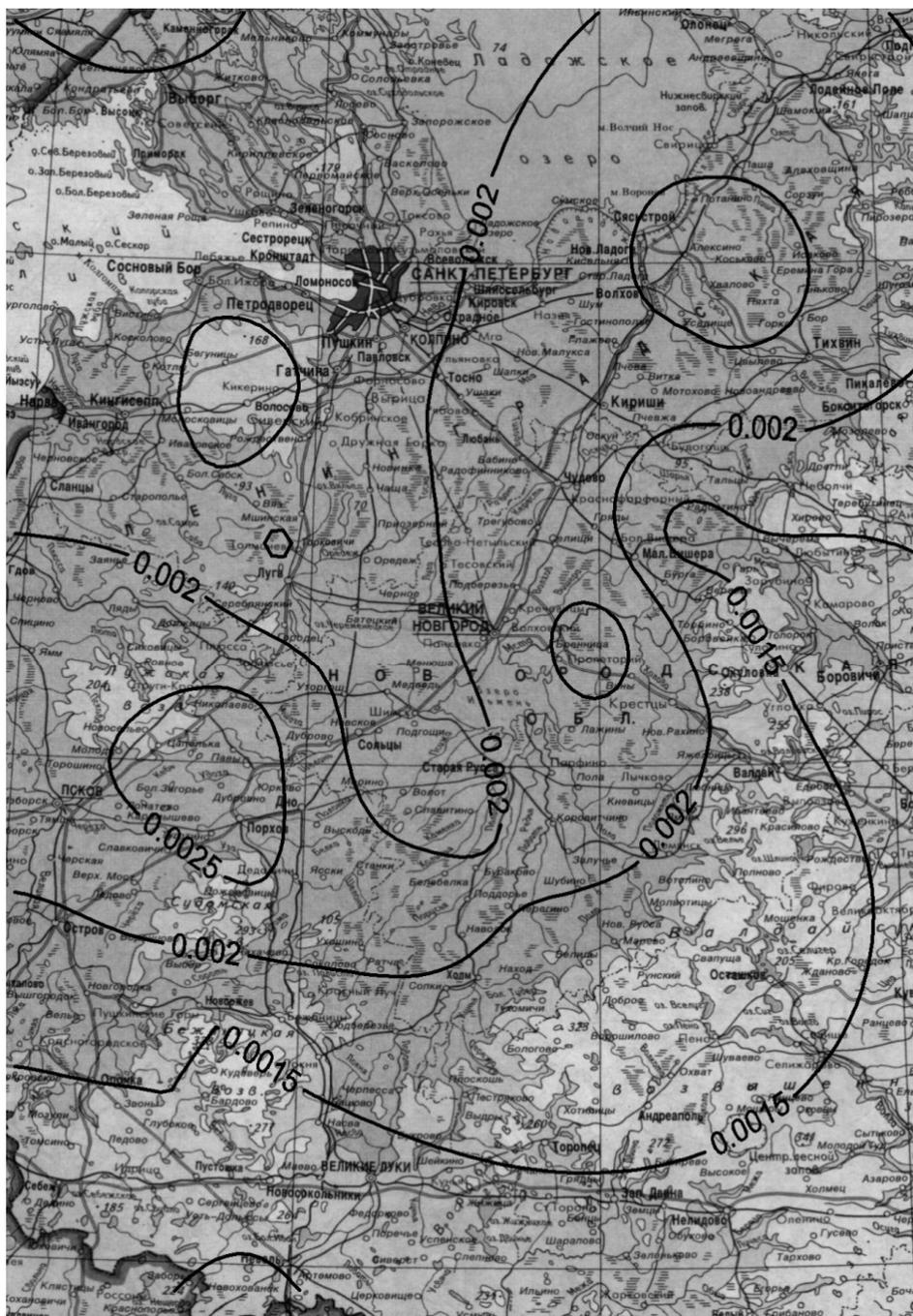


Рис. 1. Карта изолиний интегрального поправочного коэффициента D , определенного для малых и средних водосборов северо-запада России

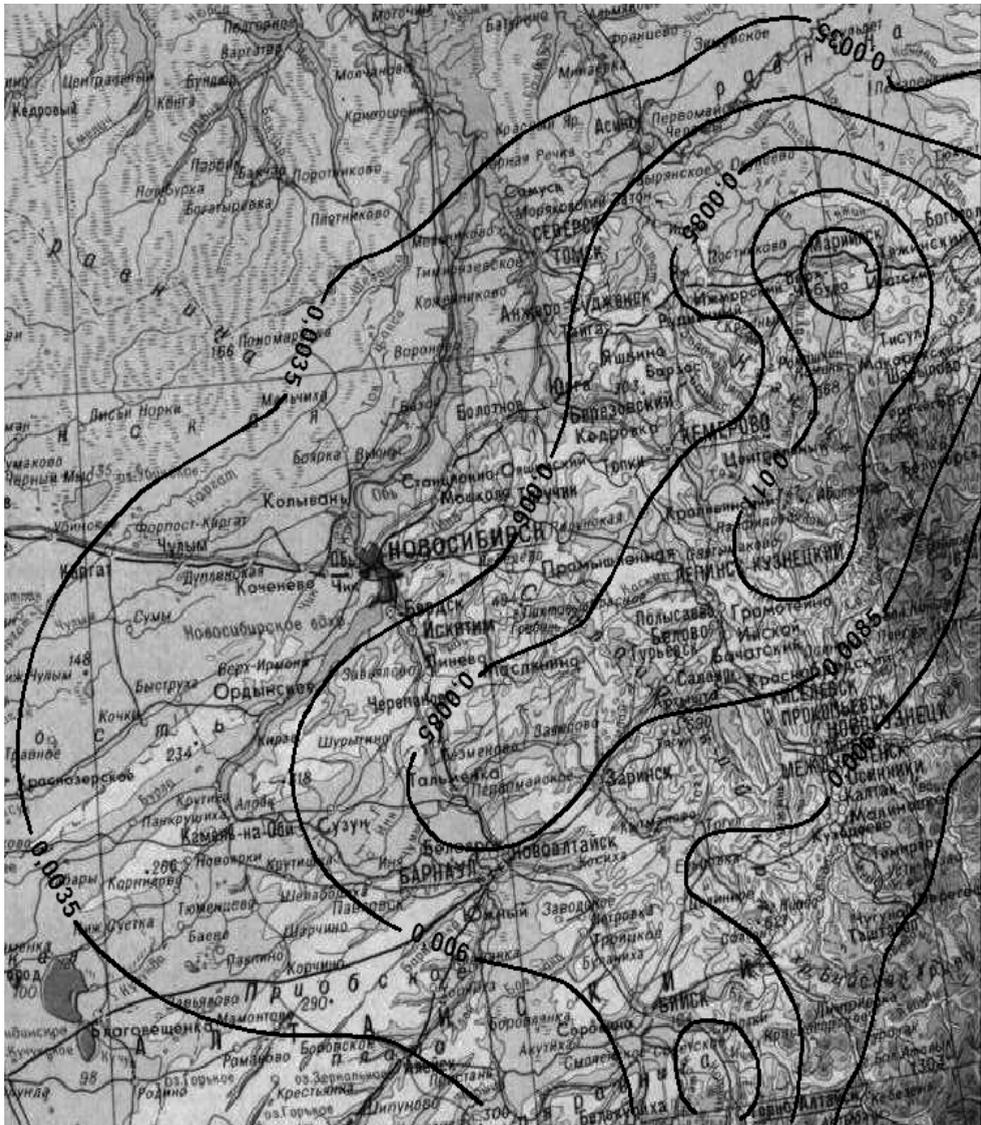


Рис. 2. Карта изолиний интегрального поправочного коэффициента D , определенного для малых и средних водосборов бассейна р. Оби

В верхнем участке Оби имеют место и аональные реки. Причиной аональности может служить разный характер речной сети, условия питания и формирования водного режима Оби. Также одной из возможных причин аональности может послужить влияние Алтайских гор, в которых река берет свое начало. На равнинной части бассейна Оби наблюдается равномерное и плавное распределение интегрального поправочного коэффициента.

Следовательно, значение интегрального поправочного коэффициента для неизученных водосборов можно получить с помощью интерполяции, однако необходимо учесть индивидуальные факторы стокообразования и высотное положение рассматриваемого бассейна. Роль этих факторов пока количественно не оценена, но они, безусловно, оказывают огромное воздействие на формирование водного режима рек.

Для проверки построенных карт (они представлены на рис. 1 и 2) и разработанной методики был выполнен тест. Для нескольких рек, располагающихся в исследуемом районе, четырьмя методами были рассчитаны максимальные расходы: по ряду наблюдений, по формуле Свода правил 2003 г., с использованием оптимизированного и интерполированного интегральных поправочных коэффициентов (табл. 2 и рис. 3).

Таблица 2

Сравнение максимальных расходов, полученных разными методами для р. Лебедь – пос. Усть-Лебедь

Характеристика	Обеспеченность P, %					Среднее
	0,01	0,1	0,3	0,5	1	
1. Q_p (по ряду наблюдений), м ³ /с	3489	2941	2673	2557	2390	2810
2. Q_p (по СП 33-101-2003), м ³ /с	3569	2996	2702	2564	2351	2836
Абсолютное отклонение, м ³ /с	79	55	29	8	40	42
3. Q_p ($D_{\text{опт}} = 0,0071$), м ³ /с	3541	2973	2681	2545	2332	2814
Абсолютное отклонение, м ³ /с	52	32	8	12	58	32
4. Q_p ($D_{\text{инт}} = 0,0070$), м ³ /с	3491	2931	2643	2509	2299	2775
Абсолютное отклонение, м ³ /с	2	10	30	48	91	36

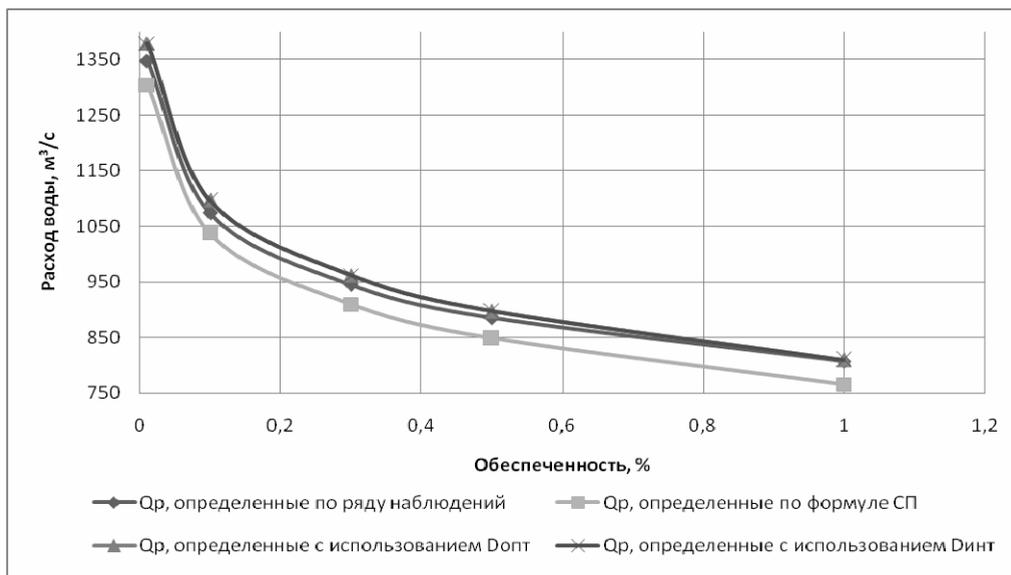


Рис. 3. Кривые обеспеченности максимальных расходов половодья $Q = f(P, \%)$ р. Улу-Юл – пос. Аргат-Юл

Анализ полученных результатов позволяет заключить, что разработанный подход не только позволяет существенно упростить процедуру расчета максимальных расходов весеннего половодья без какой бы то ни было потери точности, но и в большинстве случаев позволяет получить результаты, сопоставимые с результатами расчета при наличии данных гидрометрических наблюдений. Этот факт, в свою очередь, свидетельствует о возможности использования предложенного подхода в качестве теоретической основы программного обеспечения, которое может быть использовано для расчета максимальных расходов весеннего половодья на неизученных водосборах, и некоторых других гидрологических характеристик, определение которых может быть основано на оптимизации и регионализации интегрального поправочного коэффициента (например, в уравнении для расчета максимальных расходов воды весеннего половодья и т.п.).

Литература

1. *Владимиров А.М.* Гидрологические расчеты. – Л.: Гидрометеиздат, 1990. – 365 с.
2. *Горошков И.Ф.* Гидрологические расчеты. – Л.: Гидрометеиздат, 1979. – 312 с.
3. *Рождественский А.Ф., Чеботарев А.И.* Статистические методы в гидрологии. – Л.: Гидрометеиздат, 1974. – 424 с.
4. СП 33-101-2003 Определение основных гидрологических характеристик.