

Методика расчета интенсивности снеготаяния в прогнозах весеннего стока сибирских рек

И.Н Гордеев. Среднесибирское управление по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды, г. Красноярск

В основу предложенной схемы расчета интенсивности снеготаяния положено уравнение теплового баланса. Источниками поступления тепла к снежному покрову являются:

- суммарная солнечная радиация;
- длинноволновое излучение атмосферы и облаков;
- прогретый приземный слой воздуха;
- тепло, приносимое выпадающими жидкими осадками.

В свою очередь снежный покров (СП) теряет тепло за счет:

- собственного длинноволнового излучения;
- прогрева приземного слоя воздуха.

Расчет количества тепла, получаемого снегом за счет падающей на него прямой и рассеянной радиации производится по формуле:

$$Q_s = (1 - r) \cdot \mu \cdot \eta \cdot (Q' + q_o)$$

где r – альbedo снежного покрова в долях от единицы, $(Q' + q_o)$ – максимально возможная суммарная солнечная радиация, мДж/м², μ - коэффициент ослабления радиации в атмосфере, η - коэффициент ослабления радиации под пологом леса.

Максимально возможную суммарную коротковолновую радиацию можно рассчитать по формуле [1]:

$$(Q' + q_o)_k = \frac{S_1'}{\pi} (\cos^{-1}(-\tan \delta \cdot \tan \varphi) \sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \cdot \sin[\cos^{-1}(-\tan \delta \cdot \tan \varphi)])$$

где S_1' - солнечная постоянная (117.5 мДж/м²); δ – высота Солнца, радианы; φ – широта местности, радианы.

Коэффициент ослабления солнечной радиации в атмосфере μ зависит от облачности. Применительно к задачам прогнозирования стока, следуя Е.Г. Попову, нами сделана попытка описать величину облачности через другие метеорологические характеристики, задание которых на период заблаговременности осуществляется с большей точностью. Численные эксперименты на фактическом материале показали увеличение коэффициента с увеличением суточной амплитуды воздуха и количества осадков. Его можно определить по эмпирическому выражению:

$$\mu = 0.022 \cdot (\theta_{\max} - \theta_o) - 0.0413 \cdot X' + 0.547$$

где θ_{\max} – максимальная за сутки температура воздуха на высоте 2 м от поверхности, град; θ_o – средняя за сутки температура воздуха на высоте 2 м от поверхности, град; X' – сумма приведенных осадков за сутки ($X' \leq 10$ мм), мм.

Схема вычисления альbedo СП для расчетного участка поверхности водосбора для отрытой местности (поле) выглядит следующим образом:

$$r = r_{\min} + \Delta r$$

$$\Delta r = (r_{\max} - r_{\min}) \cdot k_1 \cdot k_2 \cdot k_3 \cdot k_4 + r_x$$

где r – альbedo СП, %; r_{\min} – альbedo подстилающей поверхности после полного схода снега, %; r_{\max} – максимально возможное альbedo СП, %; k_1 – коэффициент учета изменений структуры поверхности снежной толщи; k_2 – коэффициент учета возраста поверхности СП; k_3 – коэффициент учета мощности СП; k_4 – коэффициент учета покрытия расчетного участка снегом; r_x – функция увеличения альbedo СП в дни со снегопадом.

Величина приращения альbedo СП в случае выпадения свежего снега может быть описана следующей эмпирической формулой:

$$r_x = 5\sqrt{X_s}$$

где X_s – сумма твердых осадков в расчетные сутки, мм.

Относительная убыль снега учитывается следующим коэффициентом:

$$k_1 = \frac{S_{\tau-1}}{S_1}$$

где $S_{\tau-1}$ – запас воды в снеге в предшествующий расчету день, мм; S_1 – начальный запас воды в снеге, мм; τ - порядковый номер расчетных суток от 21 марта.

«Старение» снега, как показали численные эксперименты, удачно описывается следующим экспоненциальным выражением:

$$k_2 = e^{-\left(\frac{\tau}{300}\right)}$$

Влияние мощности СП на величину альbedo удалось учесть введением эмпирического коэффициента:

$$k_3 = \begin{cases} \frac{S_1^{0.4}}{6.31} & \text{при } S_1 \leq 100 \text{ мм} \\ 1 & \text{при } S_1 > 100 \text{ мм} \end{cases}$$

Поправочный коэффициент на величину покрытия может быть описан следующим выражением:

$$k_4 = \frac{1}{\left(1 + \frac{1}{f_{(\tau-1)}}\right)}$$

где $f_{(\tau-1)}$ - покрытие расчетного участка в предшествующий расчету день, %.

В дни с сильными снегопадами альbedo СП принимается максимально возможным.

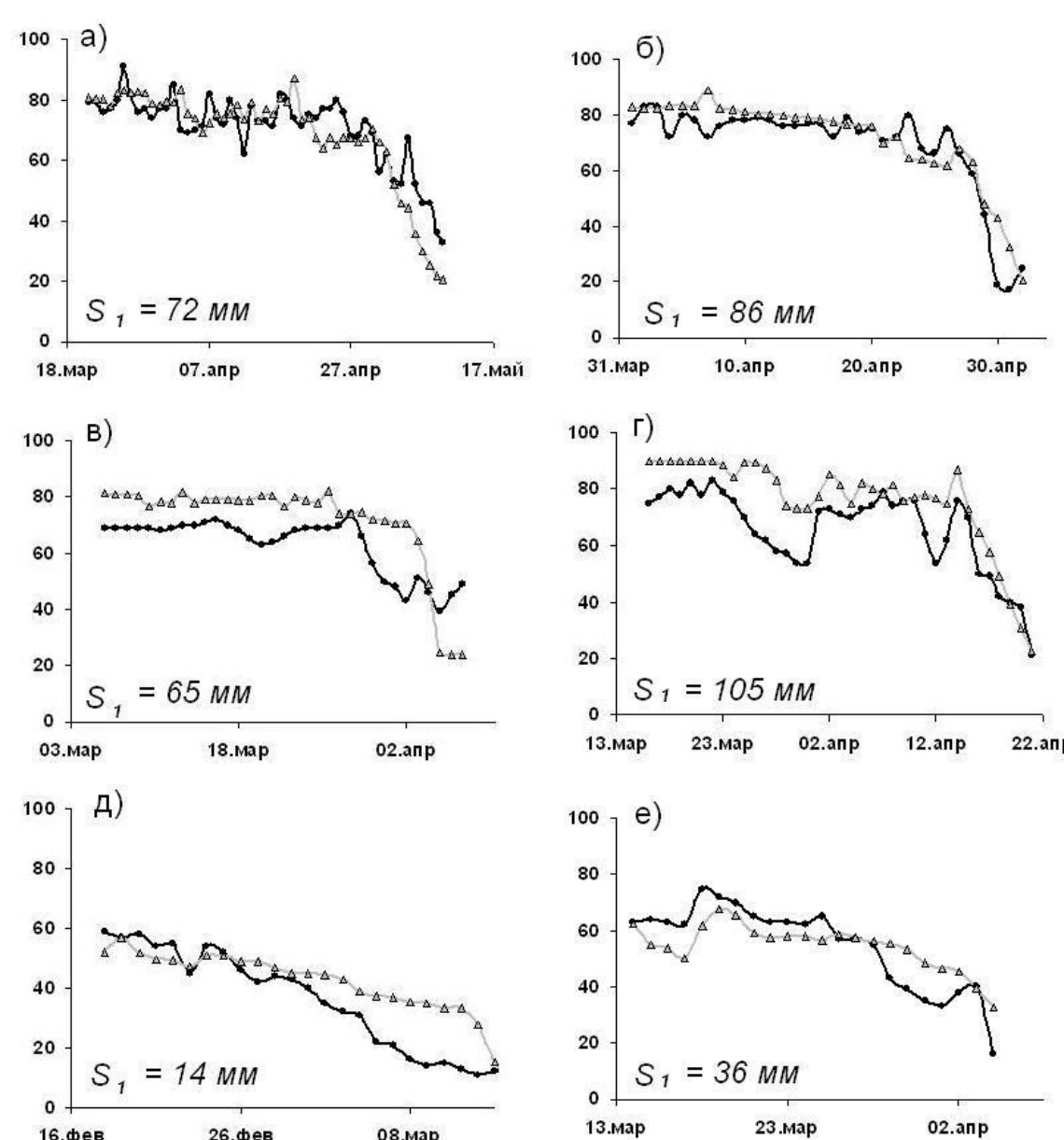


Рис. 1 Измеренные (темные линии) и рассчитанные (светлые линии) величины альbedo снежного покрова (в %) в период весеннего снеготаяния 1998 и 2010 гг. на метеорологических станциях Ванавара (а, б), Енисейск (в, г), Кызыл (д, е).

Как всякие другие тела, снег теряет тепло путем излучения, близкого к излучению абсолютно черного тела:

$$J_{sn} = \varepsilon_{sn} \cdot \sigma \cdot T_{sn}^4$$

где J_{sn} – длинноволновое излучение снежного покрова, ε_{sn} – излучательная способность, коэффициент, учитывающий отличие действительного излучения от излучения черного тела ($\varepsilon_{sn} = 0,99$), σ – постоянная Стефана-Больцмана, T_{sn} – абсолютная температура поверхности снежного покрова.

Наряду с отдачей тепла путем длинноволновой радиации в пространство, снег также получает его в результате встречного излучения атмосферы и облаков.

$$J_a = \varepsilon_a \cdot \chi \cdot \sigma \cdot T_a^4$$

где J_s – длинноволновое излучение атмосферы и облаков, ε_a – излучательная способность атмосферы, χ – коэффициент влияния излучения кроны в лесу; T_a – абсолютная температура атмосферы.

Разность между этими потоками длинноволновой радиации, получившее название эффективного излучения, и определяет в конечном итоге потерю тепла снегом:

$$B = J_a - J_{sn}$$

Поле рассчитанных значений аппроксимировали следующей линейной зависимостью:

$$\varepsilon_a = -0,0158 \cdot (\mu \cdot (Q' + q_o)) + 0,92$$

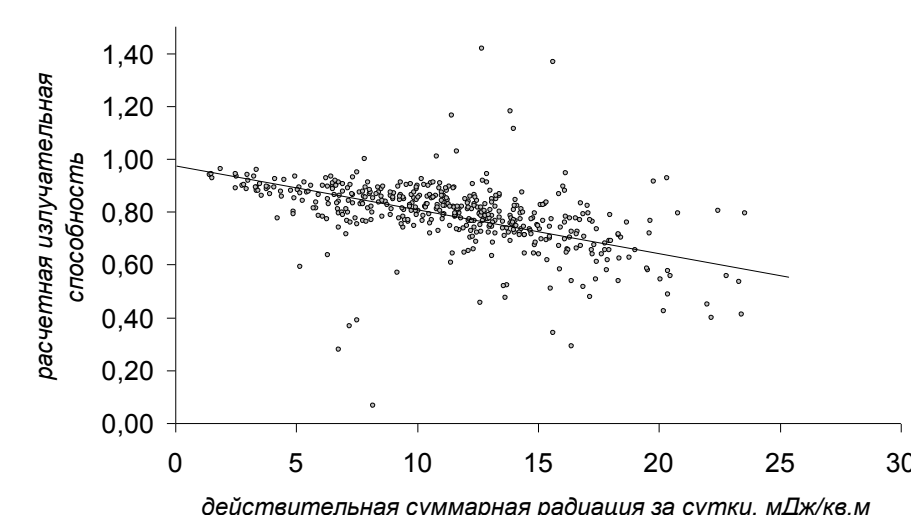


Рис. 2 График связи рассчитанной излучательной способности атмосферы с суточными суммами действительной суммарной солнечной радиации.

Для учета воздействия (как положительного, так и отрицательного) приземного слоя воздуха на снежный покров, выразим теплообмен с атмосферой следующим выражением [2]

$$Q_a = D \cdot U \cdot k \cdot \theta_o$$

где D – коэффициент диффузии в расчетах переноса тепла, учитывающий среднюю скорость ветра (мДж/(м³·°C)); U – скорость ветра на высоте 1 м, м/с; k – коэффициент ветровой защищенности в лесу.

Количество тепла, приносимое осадками, можно выразить следующим выражением [1]

$$Q_x = C_w \cdot X_w \cdot \theta_o$$

где C_w – коэффициент теплоемкости воды (4.2·10⁶ мДж/(м³·°C)); X_w – количество осадков, выпавших в жидком виде, мм; θ_o – средняя за сутки температура воздуха на высоте 2 м от поверхности, град.

Количество тепла, затрачиваемое на таяние снега в течение единицы времени, равняется разности между притоком и потерями тепла на поверхности снега, а количество талой воды пропорционально этой разнице. Количество тепла, получаемое снегом при таянии или тепловой эквивалент снеготаяния Q можно определить из уравнения теплового баланса

$$Q = Q_s - B + Q_a + Q_x$$

где Q_s – поглощенная коротковолновая радиация, B – общий обмен длинноволновой радиацией между снежным покровом и окружающей средой, Q_a – теплообмен с атмосферой, Q_x - количества тепла, приносимое жидкими осадками.

Фактический слой стаивания снежного покрова определяется величиной притока тепловой энергии и тепловыми свойствами снежного покрова. Удельная теплота кристаллизации (плавления) воды равна 3,33·10⁵ Дж/кг или 0,333 мДж/(м²·мм) (1 кг воды занимает объем 1 литр, или 0,001 м³ [3]). Таким образом, тепловая энергия, требуемая для образования миллиметрового слоя воды изо льда при температуре θ_o , составляет 0,333 мДж/м²·мм. Если величина Q выражает суммарный теплоприход в мДж/м², то слой таяния (мм) равен

$$M = \frac{Q}{0.333} = 3.003 \cdot Q$$

В модели не учтены скрытая теплота, получаемая снегом при конденсации водяных паров и затраты тепла на испарение и возгонку. В весенний период над снежной поверхностью преобладает конденсация с выделением тепла. Интенсивность поступления тепла зависит от мощности конденсата, а тот, в свою очередь, обусловлен влажностью воздуха и силой ветра.

Параметры существующих эмпирических формул для расчета скрытой теплоты испарения-конденсации, как правило, включают в себя характеристики влажности воздуха и силы ветра. В сложных орографических условиях исследуемого бассейна возникают сложности с заданием их пространственного распределения. Еще сложнее задать поля влажности и ветра в горах на период заблаговременности. Учитывая это обстоятельство, а также результаты расчетов, свидетельствующих о небольшой доле вклада данного теплопотока в общее количество тепла при таянии, считаем возможным в предложенной схеме его не рассчитывать.

Точность расчета интенсивности снеготаяния в открытой местности сопоставима с точностью расчета методом температурных коэффициентов. Под пологом леса предложенные в расчетной схеме коэффициенты (на ослабление солнечной радиации, на увеличение длинноволнового излучения кроны и снижение турбулентного теплообмена с приземным слоем воздуха) для средних характеристик возраста и состава лесов исследуемой территории пока не обеспечивают наименьшую ошибку расчета. Здесь видится направление на детальный учет характера леса в расчетном участке, детальное описание происходящих в нем процессов в период таяния.

В практике расчетов и прогнозов весеннего стока не всегда удается оперировать набором метеорологических характеристик, необходимым для расчета вышеописанным способом. Зачастую доступными данными является только средняя суточная температура воздуха и суточное количество осадков. В таких условиях можно предложить упрощенный способ расчета интенсивности снеготаяния, не требующий дополнительной информации.

В основе облегченного метода положены оценки двух основных тепловых потоков: теплообмена с атмосферой и суммарной солнечной радиации. Метод «температурных коэффициентов» по средней суточной температуре воздуха дополнен функцией увеличения суммарного теплопотока к концу снеготаяния за счет роста высоты Солнца с учетом широты местности расчетного участка. Расчет слоя таяния (мм/сутки) для открытого участка можно вести по следующей зависимости

$$M = 1.2 \cdot \theta_o + 0.3 \cdot (Q' + q_o)$$

где θ_o – средняя за сутки температура воздуха на высоте 2 м от поверхности, $(Q' + q_o)$ – максимально возможная суммарная солнечная радиация, мДж/м²·сутки.

Дополнительный учет в расчетах солнечной радиации не требует дополнительных исходных переменных. Численные эксперименты на многолетних данных наблюдений на полевых метеостанциях юга бассейна Енисея в периоды половодий показали снижение средней квадратичной ошибки расчета. Ошибка расчета методом «температурных коэффициентов» с использованием наиболее распространенного значения коэффициента стаивания в открытой местности 5 мм/(град·сут) составила 33.5 мм. Наименьшая ошибка данным методом на имеющемся материале 20.4 мм достигнута при значении коэффициента стаивания 3.2 мм/(град·сут). Ошибка расчета по полученной зависимости составила 17.4 мм.

Снижение ошибки расчета снеготаяния при учете величины максимально возможной солнечной радиации в залесенной местности по сравнению с тем же методом незначительно. Это объясняется снижением доли коротковолновой радиации в таянии снега под пологом леса.

Выводы:

- Разработана региональная схема расчета снеготаяния, учитывающая основные тепловые потоки к снежной поверхности.
- В качестве характеристики влияния облачности на ослабление солнечной радиации используется суточная амплитуда температуры воздуха и количество выпадающих осадков. Это исключает использование в гидрологических прогнозах такой трудно прогнозируемой характеристики, как облачность.
- В режиме прогноза талого стока в условиях ограниченной информации существующие методы оценки альbedo снежной поверхности не позволяют с требуемой точностью рассчитать количество отраженной суммарной радиации. В этих условиях оказалась эффективной предложенная нами методика расчета альbedo снежного покрова во время снеготаяния.
- Влияние леса на тепловые потоки учитывается введением эмпирических коэффициентов, учитывающих особенности растительности.

Литература

1. Walter M.T., Brooks E.S., McCool D.K., King L.G., Molnau M., Boll J. Process-based snowmelt modeling: does it require more input data than temperature-index modeling?/ Journal of Hydrology, 2005, 300(1–4):pp. 65–75
2. Снег. Справочник / под ред. Д.М. Грея, Д.Х. Мейла. – Л.: Гидрометеоздат, 1986, 751 с.
3. Винников, С.Д., Викторова, Н.В. Физика вод суши. Изд. 2-е, испр. и доп. Учебник. СПб.: изд. РГТМУ, 2009, 430 с.