

ОТРАЖАЮЩАЯ СПОСОБНОСТЬ СНЕЖНОГО ПОКРОВА

Трофимова Е.Б.

Бузулукский гуманитарно-технологический институт (филиал) ОГУ,
г. Бузулук

Альbedo снега A и его поглощающая способность являются одними из важнейших факторов, определяющих климатологические изменения системы «атмосфера – подстилающая поверхность». Даже сравнительно небольшое уменьшение альbedo снега может привести к возрастанию поглощенной им радиации и, как следствие, оказать существенное влияние на протекание гидрологических процессов (изменить сроки и интенсивность процесса таяния снега). Кроме того, высокое значение альbedo является одной из причин уменьшения температуры воздуха в нижней тропосфере.

В настоящее время созданы математические модели, которые позволяют вычислять распределение водности снежного покрова по высоте горного бассейна и её изменение во времени. Наиболее простые варианты этих моделей используют при вычислении водности снега данные только о температуре воздуха и осадках. Вместе с тем возникает практическая необходимость в определении водности снежного покрова в зависимости от ориентации и крутизны горных склонов. Здесь должен сказываться радиационный эффект, т.е. нужен учет количества поступающей и отраженной радиации.

Однако в настоящее время не имеется практических способов расчета величин отраженной радиации, что затрудняет переход к более точным моделям расчета распределения водности снежного покрова в горных бассейнах.

Характеристикой, выражающей долю отраженной радиации, является коэффициент отражения (альbedo) снежного покрова.

Отражающая способность снега, прежде всего, определяется физическими свойствами его верхнего слоя (5-10 см). Отражение от поверхности снега складывается из зеркального, диффузного и отражения радиации из толщи снега. Говоря об альbedo снега, будем подразумевать суммарное альbedo, так как в настоящее время большинство измерений альbedo снега дают возможность судить лишь о суммарном его значении. Установлено, что величины альbedo снежного покрова в основном зависят от величины поверхности снежинок, содержащихся в единице объема. С уменьшением этой поверхности значения альbedo падают. Наибольшую поверхность раздела имеет сухой, свежавыпавший снег. После снегопадов значения альbedo колеблются от 0,85 до 0,95. Со временем под действием внешних факторов, в основном температуры воздуха и солнечной радиации, состояние снега меняется. Происходит перекристаллизация, обламывание, обтаивание и смерзание кристаллов снега, его уплотнение. Все это уменьшает поверхность раздела и ведет, следовательно, к уменьшению альbedo снежного

покрова. В начальный момент времени эти изменения оказываются более значительными, чем в последующий.

В период таяния величина альбедо закономерно уменьшается при уменьшении высоты снежного покрова. К концу снеготаяния значения альбедо снега приближаются к значениям альбедо льда. Плавное уменьшение альбедо нарушается снегопадами, во время которых значения альбедо резко возрастают.

Такой скачкообразный характер изменения альбедо снега во времени сильно затрудняет создание достаточно простых и сравнительно надежных способов его расчета.

В работе сделана попытка построить модель расчета альбедо A снежного покрова по данным о температуре воздуха и суммарной солнечной радиации.

Расчет основан на следующих положениях:

в период снегопадов альбедо скачкообразно возрастает до величин альбедо свежеснежного покрова A_0 . Величина альбедо свежеснежного покрова принимается постоянной;

в дни без снегопадов, когда поток тепла направлен из толщи снега или равен нулю, альбедо принимается равным альбедо снега предыдущего дня;

в остальные дни изменение альбедо принимается пропорциональным теплоток в снег, который в свою очередь зависит от температуры воздуха, суммарной солнечной радиации и альбедо. Кроме того, предполагается, что значения альбедо снега ограничены снизу величинами альбедо льда.

Дифференциальное уравнение, описывающее изменение альбедо снежного покрова можно записать в виде

$$A = A_0 \text{ для периода снегопада;}$$

$$\frac{dA}{dt} = -b * (A - \alpha) * \Pi * \varphi(\Pi);$$

$$\text{где,} \quad \varphi(\Pi) = \begin{cases} 1 & \text{для } \Pi > 0; \\ 0 & \text{для } \Pi \leq 0; \end{cases}$$

A_0 – альбедо свежеснежного покрова; α – альбедо льда; Π – теплоток, поступающий в снег может быть рассчитан по упрощенной формуле, предложенной в [1].

$$\Pi = 1,8 \Theta + 0,088 (1 - A) S,$$

здесь Θ – средняя суточная температура воздуха; S – суточная сумма суммарной солнечной радиации.

Значения параметров α и b могут быть определены по методу наименьших квадратов из условия минимума функции

$$F = \int_{T_1} \left[\frac{dA}{dt} + (A - \alpha) * b * \Pi \right]^2 dt$$

где T_1 – период, в течении которого отсутствовали снегопады.

Величину A_0 можно принять равной среднему значению альбедо свежеснежного покрова.

Ход среднесуточного альбедо в течении времени залегания снега может быть рассчитан по конечно-разностному уравнению

$$A_{i+1} = \begin{cases} A_0, & \text{для периода снега} \\ A_i - (A_i - \alpha) * b * \Pi_{i+1} * \varphi(\Pi_{i+1}) \end{cases}$$

Предлагаемая модель дает возможность для пунктов, где отсутствуют актинометрические наблюдения.

Во-первых, рассчитать приближенное значение суммарной радиации.

Во-вторых, приближенно рассчитать отражающую способность снега среднюю за сутки.

Список литературы

Денисов, Ю.М. Схема расчета гидрографа стока горных рек - Гидрометеиздат, Л., 1965.