

Глава 14. МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ ТАЛОГО И ДОЖДЕВОГО СТОКА ДЛЯ ТУНДРОВОГО ВОДОСБОРА

А. Н. Гельфан, Институт водных проблем РАН

14.1 Процессы стокообразования на водосборах тундровой зоны.

Возможности построения математических моделей формирования талого и дождевого стока для водосборов зоны распространения вечной мерзлоты и, в частности, тундровой зоны ограничены отсутствием ясных представлений о механизмах стокообразования в этих регионах, а также крайней разреженностью сети гидрометрических и метеорологических пунктов наблюдений. Последнее относится не только к Сибири, где один гидрометрический пост приходится на 100 тыс. км² (Чураков, 1972), но и к заполярным территориям Канады, где плотность постов 1:22000 км², причем почти на половине из них наблюдения ведутся лишь с начала 1980-х гг (Prowse, 1990).

Слабая изученность процессов стокообразования на водосборах зоны вечной мерзлоты объясняется почти полным отсутствием здесь (по сравнению с водосборами умеренных широт) воднобалансовых исследований. В России регулярные наблюдения за составляющими водного баланса таких водосборов ведутся лишь на двух станциях: Колымской (верховья р. Колыма) и Бомнаканской (верховья р. Зея) (напомним, что мерзлота занимает более 60% территории России). Обе станции расположены в предгорных районах и хотя наблюдения на них ведутся с середины 1950-х гг. и накоплен огромный фактический материал, обобщенный в ряде работ, выводы, полученные в них, лишь с большой осторожностью могут быть использованы для понимания процессов стокообразования на тундровых водосборах. Так, согласно работам (Гопченко, 1966,1969; Иваньо, 1982; Херсонский и Осокин (1980) - последняя по материалам специальной экспедиции ГГИ в зоне БАМа), основной механизм

поступления дождевых вод в речные русла в верховьях р. Колыма и в Забайкалье - подповерхностный сток внутри сезонноталого слоя почвогрунтов. Е. Д. Гопченко (1969) считает, что подповерхностное стекание преобладает и для талых вод. Я. М. Иванько (1982) оценивает вклад подповерхностного дождевого стока как 75% от суммарного притока в русло. Очевидно, что такой вклад обусловлен, в первую очередь, высокой проницаемостью почвогрунтов и большими уклонами водоупоров, по которым происходит стекание. Последнее не характерно для тундровых водосборов и подповерхностный сток вряд ли может быть здесь доминирующим. Вместе с тем, оттаявшая почва в тундре также сильно проницаема (см., например, van Everdingen, 1990), что должно обуславливать столь же важную роль деятельного слоя почвы в формировании потерь дождевого стока. Процессы формирования и таяния снежного покрова, структура теплового баланса территории также могут быть схожими для расположенных на одной широте тундровых водосборов Ямала и открытых участков Колымской станции. Учитывая недостаток данных гидрометеорологических наблюдений на п-ове Ямал, представляется, что уникальные наблюдения на Колымской воднобалансовой станции могут быть в какой-то мере полезны при моделировании отдельных составляющих гидрологического цикла тундровых водосборов.

Общее представление о процессах стокообразования на тундровых водосборах дают результаты воднобалансовых исследований, проводившихся с конца 1970-х гг. на севере Канады. В работе (Woo *et al*, 1983) приводятся данные о структуре годового водного баланса водосбора р. Мак Мастер площадью 33 км², полученные по результатам 6-ти летних ежедневных наблюдений. Основные результаты этих наблюдений сводятся к следующему. Запас воды, аккумулированный в снежном покрове, является основной приходной составляющей водного баланса. Снегозапасы крайне неравномерно распределены по территории и представление об их средней величине может быть получено лишь на основе снегосъемок на разных типах

ландшафтов. Коэффициент годового стока изменяется от 0,7 до 0,8, а в период снеготаяния превышает 0,9. Испарение с поверхности бассейна постепенно возрастает по мере схода снега и его суммарная величина за год превышала 20% от годового количества осадков. Потери на впитывание в почву увеличивались при оттаивании деятельного слоя почвы, но даже в конце лета их суммарная величина чаще оказывалась меньше суммарного испарения. Величина накопления воды почвогрунтами заметно менялась от года к году в зависимости от глубины оттаявшего слоя, причем основной приходной составляющей водного баланса деятельного слоя почвы оказалась вода, образующаяся при таянии почвенного льда.

Двухлетние воднобалансовые наблюдения на небольшом (1,1 км²) водосборе в бассейне озера Бейкер на северо-западе Канады описаны в работах (Roulet, Woo, 1986; 1988). Нижняя часть водосбора (21%) занята заболоченными торфяниками, 55% водосбора - хорошо дренированными луговыми почвами, 18% - незаболоченными торфяниками, обладающими большой водоудерживающей способностью (>80%) и проницаемостью (коэффициент фильтрации свыше 3 м/сут). Вечная мерзлота залегает на глубине 0,5-1,2м.

Таяние снега в периоды наблюдений происходило на хорошо увлажненных, промерзших, практически непроницаемых почвогрунтах. Единственным источником потерь талого стока было заполнение бессточных углублений рельефа. Талый сток формировался, в основном, на заболоченной части водосбора, т.к. именно здесь скапливалась большая часть снега в результате метелевого переноса. Водоотдача из снежного покрова на приводораздельных участках и на склонах начиналась на 5-10 дней раньше и снег сходил быстрее, но сток, сформировавшийся на этой части водосбора, оказывался в 3-4 раза ниже, чем на прирусловой части.

Оттаивание почвогрунтов начиналось на свободных от снега площадях и сопровождалось сначала медленной, а затем все более интенсивной сработкой уровня

воды в торфяниках вследствие испарения. Дожди, выпадавшие на оттаявшую почву, большей частью впитывались, что снова приводило к повышению уровня воды и формированию, в местах выхода верховодки на поверхность, "подпертого" (термин А. Н. Бефани) дождевого поверхностного стока. Таким образом, как и при формировании половодья, стокообразующие участки тяготели к нижней, заболоченной, части водосбора, причем их расположение и размеры менялись от дождя к дождю в зависимости от предшествующих условий (длительности бездождного периода) и интенсивности дождя. Подповерхностный сток по подстилающим торфяные и луговые почвы глинистым водоупорам и по вечномерзлomu слою был на несколько порядков меньше поверхностного стока. Вывод о пренебрежимо малом вкладе подповерхностного стока в структуру водного баланса тундровых водосборов был сделан также и в более ранних гидрогеологических исследованиях (Boetler, 1972; Ryden, 1977). Коэффициенты стока дождевых паводков менялись от 0,02 до 0,16. Суммарные потери почвенной влаги на испарение за весенне-летний период оказались близки к величине стока за этот период, однако, если больше 90% стока прошло во время снеготаяния (15-25 дней), то интенсивное испарение продолжалось в течение всего лета (ок. 2,5 месяцев). Испарение с поверхности водосбора в несколько раз превысило сумму летних осадков, что привело к постепенному высыханию деятельного слоя почвогрунтов. Вследствие этого для обоих рассматриваемых сезонов дожди, выпадавшие во второй половине лета, не формировали сток.

Таким образом, по результатам, полученным в работах (Woo *et al*, 1983; Roulet, Woo, 1986; 1988), а также в некоторых более ранних исследованиях отдельных составляющих водного баланса (см., например, Bay, 1969; Church, 1974; Dingman, 1975), основные особенности процессов формирования талого и дождевого стока на тундровых водосборах заключаются в следующем:

1. Ветровое перераспределение снега в течение зимы приводит во время снеготаяния к сосредоточению водоподачи в прирусловой части водосбора, в руслах оврагов, ручьев и т.п.
2. Потерями талых вод на впитывание в мерзлую почву можно пренебречь. Значительное количество талых вод может накапливаться при этом бессточными углублениями рельефа.
3. Поверхностное стекание - основной механизм поступления талых и дождевых вод в русло. Подповерхностный (внутрипочвенный) сток мал вследствие небольших гидравлических градиентов.
4. Поверхностный дождевой сток формируется в прирусловых зонах водосбора на насыщенных влагой участках почвогрунтов. Пространственное распределение действующих площадей зависит от интенсивности испарения в предшествующий дождю период.
5. Потери дождевых вод на впитывание определяются глубиной и влажностью оттаявшего слоя почвы и, в меньшей степени, зависят от интенсивности дождя.

Перечисленные особенности процессов стокообразования были учтены при разработке модели формирования стока для тундровых водосборов п-ова Ямал, описанной в следующем разделе.

14.2 Модель формирования стока тундровых водосборов: структура, информационное обеспечение и возможности адаптации к неполной метеорологической информации

Насколько нам известно, существует только одна физически обоснованная модель, использовавшаяся для расчетов стока с тундровых водосборов (Ambler, 1979). Модель была разработана для малых водосборов умеренных широт и не учитывала специфику стокообразующих процессов в зоне вечной мерзлоты (в частности,

динамику глубины и влажности деятельного слоя почвы), поэтому результаты ее испытания оказались неудовлетворительными (Woo, 1990). Модель, учитывающая основные процессы стокообразования в точке (для однородного участка водосбора), предложена в работе (Woo, Drake, 1988), однако она не применялась для расчетов стока с реальных водосборов. Вместе с тем, существуют физически обоснованные модели отдельных гидрологических процессов (снеготаяния, гидротермического режима деятельного слоя почвы и т.п.), разработанных для заполярных регионов и апробированных на реальных данных наблюдений (см., например, Heron, Woo, 1978; Jame, Norum, 1980; Gray *et al*, 1986). Задание краевых условий для входящих в большинство этих моделей уравнений требует детальных метеорологических и актинометрических данных, наблюдений за температурой и влажностью почвы, фазовым составом почвенной влаги и т.д. Имеющихся данных наблюдений на п-ове Ямал явно недостаточно для расчетов составляющих гидрологического цикла по таким детальным моделям. Следовательно, основной проблемой при построении модели формирования стока являлось нахождение компромисса между требованиями к исходной информации и к адекватному учету основных стокообразующих факторов.

В основу предлагаемой модели формирования талого и дождевого стока тундровых водосборов положены соответствующие модели, разработанные в лаборатории гидрологического цикла Института водных проблем РАН, руководимой профессором Л. С. Кучментом. Эти модели испытывались на водосборах лесной и лесостепной зон Европейской территории России и дали удовлетворительные результаты (Кучмент и др., 1991; Кучмент, Гельфан, 1993; Kuchment, Gelfan, 1996). Эти модели были модифицированы с учетом специфики задачи. Разработанная модель описывает следующие процессы: формирование и таяние снежного покрова, гидротермический режим деятельного слоя почвы (оттаивание, впитывание воды в оттаявшую почву и динамику влажности деятельного слоя, испарение почвенной

влаги), задержание воды в бессточных углублениях рельефа, стекание воды по склонам водосбора, в руслах рек и временных водотоков. Рассмотрим отдельные блоки модели.

Формирование снежного покрова и снеготаяние

Для расчета изменений характеристик снежного покрова в точке при накоплении снега и снеготаянии используется модель, предложенная Ю. Г. Мотовиловым (1993). Предполагая, что изменениями содержания незамерзшей воды и льда по глубине снега можно пренебречь, систему уравнений для расчета этих характеристик можно представить в виде:

$$\begin{aligned}\frac{dH}{dt} &= \rho_w \left[R_s \rho_0^{-1} - (S + E)(\rho_i I)^{-1} \right] - V \\ \frac{d}{dt}(\rho_s I H) &= \rho_w (R_s - S - E) + S_i \\ \frac{d}{dt}(\rho_w \theta H) &= \rho_w (R_l + S - R_w) - S_i\end{aligned}\quad (1)$$

где H - глубина снега; I, θ - соответственно, объемное содержание льда и незамерзшей воды в снеге; ρ_s - плотность снега; ρ_i - плотность льда; ρ_w - плотность воды; ρ_0 - плотность свежевыпавшего снега, вычисляемая в зависимости от температуры воздуха; R_s, R_l соответственно, интенсивность выпадения жидких и твердых осадков (предполагается, что если температура воздуха $T_a \geq 0^\circ\text{C}$ осадки выпадают только в жидком виде, а если $T_a < 0^\circ\text{C}$ - только в виде снега); E - интенсивность испарения, равная

$$E = Q_E (\rho_i I \chi)^{-1} \quad (2)$$

где χ - скрытая теплота парообразования; Q_E - поток тепла, затрачиваемый на испарение (см. ниже);

S_i - интенсивность замерзания воды в снеге при похолоданиях, которая находилась из эмпирического соотношения:

$$S_i = K_i |T_a|^{0.5} \quad (3)$$

где $K_i = 5.8 \times 10^{-8} \text{ms}^{-1} \text{C}^{-0.5}$;

V скорость уплотнения снега под действием собственного веса, которая находится из выражения

$$V = 0.5 K_v \rho_s \exp(0.08 T_a - \beta \rho_s) H^2 \quad (4)$$

где $K_v = 2.7 \times 10^{-7} \text{m}^2 \text{s}^{-1} \text{kg}^{-1}$, $\beta = 2.1 \times 10^{-4} \text{m}^3 \text{kg}^{-1}$ (Yosida, 1955; Anderson, 1976).

Водоотдача снежного покрова равна:

$$R_w = \begin{cases} R_0 + S, & \theta = \theta_{\max} \\ 0 & , \theta < \theta_{\max} \end{cases} \quad (5)$$

где $R_0 = R_l + S - E - \theta_{\max} \frac{dH}{dt}$, θ_{\max} максимальная водоудерживающая способность

снежного покрова, связанная с плотностью снега ρ_s зависимостью (Кучмент и др., 1983):

$$\theta_{\max} = 0.11 - 0.11 \frac{\rho_w}{\rho_s} \quad (6)$$

Интенсивность снеготаяния S рассчитывается из уравнения теплового баланса в предположении, что средняя температура тающего снега равна 0°C :

$$S = (Q_{sw} + Q_{lw} - Q_{ls} + Q_T + Q_E + Q_P + Q_g)(\rho_i \chi)^{-1} \quad (7)$$

где Q_{sw} - баланс коротковолновой солнечной радиации; Q_{lw} - длинноволновое излучение атмосферы; Q_{ls} - длинноволновое излучение снега; Q_T - турбулентный

теплообмен с атмосферой; Q_E - поток тепла на испарение; Q_P - поток тепла при выпадении жидких осадков; Q_G - теплообмен с почвой.

Использование для расчетов уравнения (7) требует данных специальных измерений, доступных только в редких случаях. Альтернативой является расчет компонентов теплового баланса по эмпирическим зависимостям от измеряемых при стандартных наблюдениях метеорологических характеристик (температуры и влажности воздуха, скорости ветра, облачности). В модели использовались известные соотношения, полученные П. П. Кузьминым (1961). Слагаемые Q_{sw}, Q_{lw}, Q_T, Q_E уравнения (7) (в $W M^{-2}$), рассчитывались по формулам:

$$Q_{sw} = 17.46 h_0 (1.0 - r) (1.0 - 0.2N - 0.47N_0) \quad (8)$$

где h_0 - высота солнца над горизонтом в градусах, рассчитываемая как функция географической широты, склонения солнца и часового угла (см., например, Кучмент и др., 1983), r - альbedo снежного покрова, рассчитываемый по формуле (Кучмент и др.,

1983) $r = 1.03 - \frac{\rho_s}{\rho_w}$; N и N_0 - общая и нижняя облачность в долях от единицы;

$$Q_{lw} = \varepsilon \sigma (T_a + 273)^4 (0.61 + 0.05 \sqrt{e_a}) (1.0 + 0.12N + 0.12N_0) \quad (9)$$

где e_a - упругость водяного пара (мб), ε относительная поглощающая способность длинноволновой радиации ($\varepsilon \approx 0,99$), σ - постоянная Стефана-Больцмана;

$$Q_T = 18.85 (T_a - T_s) (0.18 + 0.098u) \quad (10)$$

где T_s - температура поверхности снега в $^{\circ}C$, принимаемая равной температуре воздуха T_a , если $T_a < 0^{\circ}C$ и $0^{\circ}C$ если $T_a \geq 0^{\circ}C$, u - скорость ветра в m / c ,

$$Q_E = 32.82 (e_s - e_a) (0.18 + 0.098u) \quad (11)$$

где e_s - максимальная упругость водяного пара надо льдом (мб) при температуре поверхности снега, определяемая по психрометрическим таблицам или вычисляемая по формуле (см., например, Кучмент и др., 1983).

Длинноволновое излучение снега рассчитывается как

$$Q_{ls} = \varepsilon\sigma(T_s + 273)^4 \quad (12)$$

Поток тепла, приносимый с дождями равен

$$Q_P = \rho_w C_w T_a R_l \quad (13)$$

где C_w - удельная теплоемкость воды.

Поток тепла Q_G на границе тающего снега и почвы принимался равным нулю.

Описанный способ расчета интенсивности снеготаяния по уравнению теплового баланса (7) использует, таким образом, стандартно измеряемые метеорологические переменные. Метод теплового баланса позволяет рассчитать суточный ход снеготаяния, необходимый для расчетов талого стока с малых водосборов, а также учесть вклад радиационных составляющих теплового баланса, преобладающих для условий тундры (см., например, Kuusisto, 1984; Marsh, 1990).

Для численного интегрирования системы уравнений (1) используется явная симметричная разностная схема.

Испытания рассмотренной модели показали, что она позволяет с удовлетворительной точностью рассчитать изменение характеристик снежного покрова в точке по стандартным метеорологическим данным для различных физико-географических и климатических условий (Мотовилов, 1993; Kuchment, Gelfan, 1996). Для учета пространственной изменчивости этих характеристик при расчетах талого стока на равнинных водосборах умеренных широт использовались типовые кривые распределения вероятности снеготаяния (гамма-распределение, нормальное). Применение таких кривых, однако, может приводить к большим погрешностям для

тундры, где снежный покров залегает крайне неравномерно, и вид и параметры распределений могут оказаться иными, чем для территорий с менее интенсивным метелевым переносом. Другой подход к учету пространственной изменчивости снега - использование эмпирических соотношений между накоплением снега на различных видах поверхностей (поле-лес, поле-овраг и т.д.). Эти соотношения могут быть полезны при отсутствии данных ландшафтных снегомерных съемок, однако, они очень приблизительны. В силу перечисленных причин описанная модель ориентирована на использование, для учета неравномерности залегания снега, данных снегосъемок.

Потери талого стока

Предполагая, согласно описанным выше результатам воднобалансовых исследований, что впитыванием талой воды в мерзлую почву в тундре можно пренебречь, единственным источником потерь талого стока оказывается заполнение бессточных углублений рельефа. Для расчета используется формула Е. Г. Попова (1963):

$$\sum_{i=1}^j P_r^i = P_{\max} \left[1 - \exp\left(-\Delta t \sum_{i=1}^j R_w^i / P_{\max}\right) \right], \quad (14)$$

где $\sum_{i=1}^j P_r^i$ - слой потерь талого стока на поверхностное задержание накопленный к j -му

расчетному шагу Δt от начала водоотдачи из снега; $\Delta t \sum_{i=1}^j R_w^i$ - накопленный к этому

шагу слой водоотдачи; P_{\max} - максимальная емкость бессточных углублений на водосборе.

Величины P_{\max} по разным оценкам могут достигать для тундры 20-45мм (Чураков, 1972; Woo, 1990).

Таким образом, слой стока, образующийся на поверхности водосбора во время снеготаяния, равен:

$$Y_h = R_w \Delta t - P_r \quad (15)$$

Гидротермический режим почвы после схода снега

Оттаивание почвы - сложный физический процесс, сопровождающийся изменениями фазового состава почвенной влаги и физических свойств пород, образованием ледяных прослоек, перераспределением влаги в при выпадении дождей и т.д. Существует значительное число методов расчета глубины оттаивания по метеорологическим данным (см., например, обзор в работе Э. Г. Палагина (1981)), которые различаются детальностью описания гидротермических процессов. Наиболее распространенный подход заключается в выделении полностью оттаявшей и промерзшей зон почвогрунтов, разделенных подвижной границей фазовых переходов (фронта оттаивания). Предполагая, что изменения теплосодержания оттаявшей зоны малы по сравнению с интенсивностью поглощения тепла при таянии льда на фронте оттаивания, можно считать профиль температуры в оттаявшей зоне линейным. Это допущение лежит в основе большинства методов расчета глубины оттаивания (и промерзания) почвы, применяемых в инженерном мерзлотоведении. Обоснованность такого допущения подтверждается многочисленными данными наблюдений, в том числе на тундровых теплобалансовых стационарах (Соленинское и Мессоянское газовые месторождения) (Павлов, 1975). Расчет движения фронта оттаивания сводится в этом случае к решению уравнения сохранения баланса тепла на подвижной границе (условие Стефана):

$$\lambda_{uf} \frac{T_0}{\eta} + q_f = \chi_I \rho_w I_s \frac{d\eta}{dt} \quad (16)$$

где η - глубина оттаивания; λ_{uf} - коэффициент теплопроводности оттаявшей почвы;

χ_I - удельная теплота плавления льда; I_s - объемное содержание льда в мерзлой зоне

принимаемое равным объемной пористости почвы δ ; q_f - поток тепла, отводимый от фронта в мерзлую зону почвы; T_o - температура поверхности почвы.

Аналогичный подход был применен в работе (Гельфан, 1989) для расчета движения фронта промерзания.

Предполагая, что температура T_L на уровне многолетнемерзлого слоя меняется слабо, поток тепла q_f может быть задан в виде (Лейбензон, 1939):

$$q_f = T_L \sqrt{\frac{\lambda_f C_f}{\pi t}}, \quad (17)$$

где λ_f и C_f - соответственно, коэффициент теплопроводности и удельная теплоемкость мерзлой почвы

Температура поверхности оттаявшей почвы T_0 рассчитывается из уравнения изменения теплосодержания оттаявшего слоя:

$$\frac{1}{2} C_{eff} \frac{d}{dt} (T_0 \eta) = Q_a - \lambda_{uf} \frac{T_0}{\eta}, \quad (18)$$

где $C_{eff} = C_{sl} \rho_{sl} (1 - \delta) + \rho_w C_w W$ - эффективная теплоемкость деятельного слоя (C_{sl} - теплоемкость скелета почвы, ρ_{sl} - плотность скелета почвы, W - объемная влажность оттаявшего слоя), Q_a - поток тепла из атмосферы к поверхности почвы, равный

$$Q_a = Q_{sw}^* + Q_{lw}^* - Q_{ls}^* + Q_T^* - Q_E^* + Q_P^* \quad (19)$$

Все потоки, входящие в уравнение (19), - те же, что и в уравнении (7), однако, для их вычисления используются соотношения, полученные для теплого сезона (Будыко, 1956; Deardorff, 1978):

$$Q_{sw}^* = I_{\ominus} [1 - (1 - k_1)N] (1 - r), \quad (20)$$

$$Q_{lw}^* = \sigma \left[N + (1 - N) k_2 e_a^{0,08} \right] (T_a + 273)^4, \quad (21)$$

$$Q_{ls}^* = \sigma \varepsilon (T_0 + 273)^4, \quad (22)$$

$$Q_{\Gamma}^* = C_a \rho_a \frac{T_a - T_0}{r_{ag}}, \quad (23)$$

$$Q_E^* = \chi E_w, \quad (24)$$

$$Q_P^* = \rho_w C_w T_a J_w \quad (26)$$

где I_{\odot} - возможная интенсивность коротковолновой солнечной радиации при безоблачном небе, вычисляемая как функция высоты солнца над горизонтом, C_a и ρ_a - соответственно, теплоемкость и плотность воздуха, r_{ag} - аэродинамическое сопротивление атмосферы, вычисляемое как функция скорости ветра, E_w - интенсивность испарения с поверхности почвы, J_w - интенсивность инфильтрации воды в почву (см. ниже), k_1, k_2 - эмпирические константы, зависящие от широты местности. Остальные обозначения те же, что и в формулах (8)-(13).

Испарение вычислялось по формуле (Будыко, 1956):

$$E_w = E_0 \frac{W}{\delta}, \quad (27)$$

где E_0 - испаряемость, равная (Манабе, Брайен, 1972):

$$E_0 = \rho_a \frac{e_a^*(T_0) - e_a}{r_{ag}}, \quad (28)$$

где $e_a^*(T_0)$ - удельная влажность насыщения водяных паров при температуре T_0 .

Для описания динамики влажности деятельного слоя почвы W использовалась емкостная модель при допущении, что нижняя граница слоя непроницаема:

$$\frac{d}{dt}(\eta W) = J_w - E_w + I_s \frac{\rho_i}{\rho_w} \frac{d\eta}{dt}, \quad (29)$$

Последнее слагаемое в правой части уравнения (29) учитывает увеличение содержания жидкой воды в почве при таянии льда на фронте оттаивания. Согласно (Woo *et al*, 1983) величина этой составляющей водного баланса почвы для тундровых водосборов может превышать слой испарения и осадков вместе взятых.

Принималось, что интенсивность впитывания воды в почву J_w при дефиците влажности почвы $d_w = \eta(\delta - W)$ равно нулю, также равна нулю. Если предположить, что распределение вероятности величин d_w по площади водосбора подчиняется экспоненциальному закону, тогда при выпадении дождя слоем $h_l = R_l \Delta t$ доля действующей площади, на которой формируется поверхностный сток, равна $F_r = 1 - \exp(-h_l / \bar{d}_w)$, где \bar{d}_w -средний по площади дефицит влажности почвы. Отсюда, слой впитавшейся воды за интервал времени Δt равен:

$$J_w \Delta t = \int_0^{h_l} \exp(-x / \bar{d}_w) dx = \bar{d}_w [1 - \exp(-h_l / \bar{d}_w)] \quad (30)$$

Как следует из (30), слой эффективных осадков, образующихся на поверхности водосбора за Δt равен:

$$Y_h = h_l - \bar{d}_w [1 - \exp(-h_l / \bar{d}_w)] \quad (31)$$

Алгоритм расчета по уравнениям (16)-(30) организован следующим образом. Учитывая, что глубина оттаивания η изменяется медленнее влажности W деятельного слоя, а она, в свою очередь, медленнее, чем температура поверхности почвы T_0 , вначале численно решается уравнение (18) при значениях η и W , взятых с предыдущего временного шага. Для численного интегрирования используется неявная симметричная схема с решением разностных уравнений методом Ньютона. Затем

рассчитанные значения E_w и T_0 последовательно используются для решения уравнений (29) и (16) с помощью той же разностной схемы. Формулы для расчета и диапазон значений входящих в уравнения (16)-(18) теплофизических параметров для разных типов почв даны, например, в работах (Павлов, 1975; Палагин, 1981). Специальные исследования свойств торфов описаны в работе (Гаврильев, Елисеев, 1970).

Стекание воды по безрусловым склонам и по руслам водотоков

Схематизация водосбора для расчета движения воды по безрусловым склонам и в руслах временных и постоянных водотоков осуществляется следующим образом (Кучмент, Гельфан, 1993). Водосбор разбивается на частные водосборы, каждый из которых представляется в виде набора прямоугольных площадок разных размеров и уклонов, расположенных вдоль русла водотока. Движение воды по каждой из таких площадок описывается проинтегрированным по длине склона уравнением кинематической волны:

$$L_n \frac{dh_n}{dt} = L_n Y - y_n \quad (32)$$

$$h_n = 0,625 \left(\frac{y_n n_n}{\sqrt{i_n}} \right)^{0,6}$$

где Y - интенсивность поступления воды на поверхность водосбора, рассчитываемая по формулам (15) или (31), L_n, i_n, n_n - соответственно, длина, уклон склона и коэффициент шероховатости Маннинга для склона, h_n, y_n - соответственно, осредненный по длине склона слой воды и расход воды на нижней границе склона.

Для численного интегрирования уравнения (32) используется неявная симметричная разностная схема с решением нелинейных алгебраических уравнений методом Ньютона.

Движение воды, поступающей со склонов в русло, описывается моделью кинематической волны:

$$\frac{\partial h_r}{\partial t} + \frac{\partial y_r}{\partial x} = y_n, \quad (33)$$

$$y_r = \frac{h_r^{5/3} \sqrt{i_r}}{n_r}$$

Все обозначения в (33) аналогичны, использованным в (32).

Для численного интегрирования уравнения (33) используется неявная трехточечная разностная схема с решением нелинейных алгебраических уравнений методом Ньютона.

Требования модели формирования стока к исходной информации

1. Входные метеорологические данные

Информация на входе модели включает задаваемые с интервалом Δt (расчетный временной шаг) значения следующих метеорологических переменных: слой осадков, среднюю температуру и влажность воздуха, скорость ветра, облачность. Все эти данные образуют стандартный состав наблюдений на метеорологических постах.

2. Начальные условия для уравнений, описывающих отдельные процессы стокообразования

Расчет по модели начинается с момента накопления максимальных за зиму снеготаяния. Начальными условиями для системы уравнений (1) (блока расчета снеготаяния) являются высота и плотность снежного покрова для наиболее характерных участков водосбора (водораздел, дно долины, овраги и т.д.). Содержание жидкой воды в снеге до начала снеготаяния принимается равным нулю. Начальное содержание льда в этом случае рассчитывается как $I = \rho_s / \rho_i$.

Оттаивание почвы рассчитывается по уравнению (16) для свободных от снега участков водосбора. Считается, что льдистость почвы перед началом оттаивания равна пористости. Незамерзшая вода в почве отсутствует. Последнее допущение оправдано для грубодисперсных тундровых почв, характеризующихся почти полным отсутствием связанной влаги, незамерзающей при отрицательных температурах.

Для уравнений движения воды по поверхности водосбора (32) и в русле (33) задаются нулевые начальные условия.

3. Параметры модели

Все параметры, входящие в расчетные уравнения, имеют физический смысл и либо могут быть измерены, либо являются функциями измеряемых или искомым величин. Калибровочными в модели являются 4 параметра: параметр P_{\max} в формуле (14) для расчета поверхностного задержания талых вод, коэффициент аэродинамического сопротивления атмосферы r_{ag} (формулы (23) и (28)), коэффициенты шероховатости Маннинга n_n и n_r в уравнениях (32), (33). Для каждого из этих параметров имеются сведения о диапазоне его изменений, что облегчает их подбор. Калибровка производится по измеренным гидрографам талого стока и дождевых паводков, а также, при наличии информации, по данным снегосъемок, измерениям влажности почвы, глубины оттаивания и т. п.

Модификация модели при недостатке исходной информации

В некоторых случаях измерения влажности воздуха, скорости ветра и облачности на метеопостах, расположенных в труднодоступных районах севера, не производятся. Учитывая это обстоятельство, на базе описанной модели была разработана упрощенная модель формирования стока, ориентированная на использование ограниченной метеорологической информации - только о температуре воздуха и осадках. Модифицировались два блока модели: (1) блок расчета

интенсивности снеготаяния и (2) расчета испарения и температуры поверхности почвы при оттаивании.

Интенсивность снеготаяния рассчитывается не по уравнению теплового баланса (7), а по формуле:

$$S = \alpha T_a, \quad (34)$$

где α - эмпирический коэффициент таяния, определяемый путем калибровки. Характерные значения этого коэффициента для разных природных зон, в зависимости от свойств снега, погодных условий и т.п. приведены, например, в (Кузьмин, 1961; Kuusisto, 1984).

Испарение с поверхности почвы рассчитывается по формуле (27). Испаряемость E_0 является в упрощенной модели калибровочным параметром. Осредненные по крупным интервалам времени (год, сезон) значения испаряемости для тундры приведены, например, в (Зубенок, 1976) и могут быть использованы для задания диапазона изменений этого параметра при его калибровке. Температура поверхности почвы T_0 при расчете скорости оттаивания деятельного слоя почвы (уравнение (18)) принимается равной температуре воздуха T_a .

Упрощенная модель содержит 5 калибровочных параметров: P_{\max} , n_n , n_r , α и E_0 . Конечно, принятые допущения огрубляют описание процессов формирования стока, однако, возможны ситуации, когда чувствительность расчетов к этим допущениям невелика и упрощенная модель может позволить получить гидрографы талого и дождевого стока с удовлетворительной точностью при недостатке метеорологической информации. Примеры использования упрощенной модели даны в следующем разделе.

14.3 Результаты апробации модели

Для испытания модели использовались данные гидрометеорологических наблюдений на территории Бованенковского ГКМ, проводившихся в 1992-93 гг. экспедицией Государственного Гидрологического Института. В состав

метеорологических наблюдений входили только измерения температуры воздуха и количества осадков, поэтому использовался описанный в предыдущем разделе упрощенный вариант модели. Калибровка параметров и проверка модели производились по данным о расходах воды в 4-м створе ручья Антропогенный (площадь водосбора 0,33 км²).

Рассмотрим вначале результаты моделирования формирования талого стока.

Для учета пространственной изменчивости снеготаяния и водоотдачи снежного покрова на водосборе были выделены 4 участка с разными условиями накопления и таяния снега, для которых имеются данные снегомерных наблюдений: тундра (80% площади), овраги (10%), поселок ЯЭГБ (8%), вертолетные площадки, понижения рельефа и т. п. (2%). Максимальная глубина снега и его плотность, измеренные перед началом таяния, задавались в качестве начальных условий для расчетов изменений характеристик снежного покрова по уравнениям (1) на каждом из таких участков. Осредненная по площади водосбора интенсивность водоотдачи из снега определялась как средневзвешенное значений по этим участкам. Численное интегрирование уравнений (1) производилось с шагом 1 час. Потери талой воды на задержание в бессточных углублениях рельефа учитывались только для тундры и их максимальное значение (параметр P_{\max} в формуле (14)) принималось, равным, согласно данным из (Уточнение..., 1994), 20мм. Рассчитанные величины поступления воды на поверхность водосбора использовались как входные данные в модели склонового и руслового стекания (уравнения (32) и (33)). Для расчета поверхностного склонового стекания водосбор был схематизирован в виде 4-х пар прямоугольных площадок, расположенных по обеим сторонам русла. Сведения о размерах этих площадок и их уклонах, взятые из (Уточнение..., 1994), приведены в таблице 1.

Табл. 1 Характеристики площадок, схематизирующих водосбор ручья Антропогенный

| Границы пар | Длина от | Ширина | Площадь пары | Уклон |
|-------------|----------|--------|--------------|-------|
|-------------|----------|--------|--------------|-------|

| площадок по длине русла | водораздела до русла, м | вдоль русла, м | площадок, м ² | |
|--|----------------------------|-------------------|--------------------------|--------|
| Исток - 1 гидрометр. створ (ГМС) | 2 × 270 | 136 | 73500 | 0,0434 |
| 1 ГМС-2 ГМС | 2 × 94 | 152 | 28500 | 0,0325 |
| 2 ГМС-3 ГМС | 2 × 111 | 176 | 39000 | 0,0286 |
| 3 ГМС-4 ГМС | 2 × 232 | 406 | 188000 | 0,0295 |
| Σ | | 870 | 329000 | |

Численное интегрирование уравнений (32) и (33) производилось с временным шагом 15 мин. Шаг пространственной сетки для уравнения (33) - 5 м. Коэффициенты шероховатости Маннинга n_n и n_r задавались равными, соответственно, 0,20 (для всех площадок) и 0,05 с/м^{1/3}. Эти величины являются характерными для естественных склонов и русел.

Таким образом, единственным параметром модели формирования талого стока, требующим калибровки, является коэффициент стаивания α в формуле (34). Он подбирался путем минимизации среднеквадратического отклонения рассчитанных и измеренных расходов талого стока с 13 по 29 июня 1992г. и получился равным 9,0 мм/°С сут. Эта величина близка к полученным для незалесенных водосборов севера Европейской России и северного Урала (Кузьмин, 1961). На рис. 1-3 показан ход температуры воздуха, рассчитанные для разных ландшафтов изменения высоты снежного покрова, а также измеренные и рассчитанные гидрографы стока для периода половодья 1992г. Проверка модели на независимом материале осуществлялась по данным измерений с 1 по 30 июня 1993г. Ход температуры воздуха и результаты расчетов приведены на рис. 4-6.

Как видно из рис. 3 и 6, предложенная модель формирования талого стока позволила в целом удовлетворительно описать ход стока руч. Антропогенный. Ошибки

расчета объемов стока для обоих сезонов не превышали 5%. Наибольшие погрешности расчета расходов воды составили 42%. Рассчитанный пик половодья в обоих случаях оказался заметно выше измеренного, в то время как на спаде половодья рассчитанные расходы получились меньше. В работе (Kuchment, Gelfan, 1996) показано, что использование для расчета формулы (34) завышает максимум и занижает продолжительность снеготаяния по сравнению с методом теплового баланса (7). Таким образом, есть основания полагать, что использование более подробных метеорологических данных позволило бы улучшить результаты расчета гидрографа талого стока.

Расчет дождевых паводков производился по данным измерений за лето 1992г. Коэффициенты шероховатости в уравнениях (32), (33) и шаги интегрирования этих уравнений брались теми же, что и при расчетах талого стока. Теплофизические коэффициенты почвы для расчета скорости оттаивания деятельного слоя задавались по литературным данным. Температура на уровне многолетнемерзлых пород T_L принималась равной -5°C , объемная пористость почвы $\delta=0,8$.

Измерения расходов воды в период с 1 по 31 июля использовались для подбора параметра E_0 -испаряемости с поверхности водосбора. Наименьшие отклонения рассчитанных расходов от измеренных получились при $E_0=0,85$ мм/сут. Рассчитанный суммарный слой дождевого стока оказался при этом больше фактического на 10% (соответственно, 71мм и 65 мм). Рассчитанный максимальный расход наибольшего паводка (11 июля) получился равным 42,0 л/с, что также немного больше фактического (38,2 л/с). Сопоставление рассчитанного и измеренного гидрографов для калибровочного периода показано на рис. 7. Проверка модели осуществлялась по данным за период с 1 по 31 августа. На рис.8 показаны результаты расчета гидрографа стока для этого периода. Видно, что за исключением последнего паводка от 25 августа,

ход дождевого сока воспроизводится моделью с удовлетворительной точностью. В качестве примера возможностей модели, на рис. 9 - 11 показаны рассчитанная динамика влагозапасов деятельного слоя почвы, испарения, инфильтрации воды в почву. На рис. 12,13 - ход температуры воздуха и рассчитанной глубины оттаивания. В таблице 2 даны рассчитанные значения элементов водного баланса водосбора руч. Антропогенный за июль-август 1992г.

Табл. 2. Рассчитанные значения элементов водного баланса (мм) водосбора руч. Антропогенный за июль-август 1992г.

| Приходные составляющие | | Σ | Расходные составляющие | | Σ | Изменение влагозап. почвы |
|------------------------|---------------------|----------|------------------------|------|----------|---------------------------|
| Осадки | Таяние льда в почве | | Испарение | Сток | | |
| 92,3 | 394,7 | 487,0 | 25,6 | 71,0 | 96,6 | 390,4 |

Вклад отдельных составляющих (за исключением испарения) в суммарный водный баланс близок к результатам, приведенным для малого тундрового водосбора в работе (Roulet, Woo, 1986). Суммарное за лето рассчитанное испарение получилось, однако, почти на порядок меньше. Очевидно, принятые в упрощенной модели допущения (испаряемость не меняется во времени и температура поверхности почвы равна температуре воздуха) сильно занижают испарение воды почвой.

В целом, полученные результаты, на наш взгляд, позволяют со сдержанным оптимизмом оценивать перспективы использования упрощенного варианта модели для расчетов среднесуточных расходов воды. Вместе с тем, следует подчеркнуть, что задачи расчета стока рек на малых водосборах тундровой зоны, эрозионного смыва, расчета качества воды и некоторые другие требуют использования модели, способной воспроизводить внутрисуточный ход элементов гидрологического цикла с малыми

временными шагами. Опыт апробации отдельных блоков полного варианта модели формирования стока (см., например, Кучмент, Гельфан, 1993; Kuchment, Gelfan, 1996) дает основания полагать, что при наличии необходимой метеорологической информации описанная модель может быть использована для решения упомянутых выше задач.

