

УДК 556.166

ФОРМИРОВАНИЕ ВОДНОГО БАЛАНСА ВЕСЕННЕГО ПОЛОВОДЬЯ МАЛЫХ ГОРНЫХ ВОДОСБОРОВ ВЕРХНЕЙ КОЛЫМЫ (ПО МАТЕРИАЛАМ КОЛЫМСКОЙ ВОДНОБАЛАНСОВОЙ СТАНЦИИ)

Е. Л. Бояринцев¹, Н. Г. Сербов¹, Н. И. Попова²

¹*Одесский государственный экологический университет, г. Одесса*

E-mail: bo@tm.odessa.ua

²*Колымское управление по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды, г. Магадан*

E-mail: Feo@meteo.magadan.ru

Проведен анализ многолетних наблюдений на малых водосборах Колымской воднобалансовой станции. Построено уравнение водного баланса весеннего половодья и идентифицированы его составляющие. Показана роль геоэкологических процессов в формировании стока весеннего половодья.

Ключевые слова: весеннее половодье, водный баланс, многолетнемерзлые породы, подстилающая поверхность.

ВВЕДЕНИЕ

Рассматриваемый район расположен в верховьях р. Колыма, в континентальной части Магаданской области. Климат региона суровый, резко континентальный. Средняя годовая температура воздуха -12,5°C, минимальная зимняя -64°C, а максимальная (обычно в июле) превышает 30°C. Зимние осадки составляют 50–60% годовых. Устойчивый снежный покров устанавливается в начале октября, максимум снегозапасов приходится на вторую половину апреля. Зимние оттепели отсутствуют. Переход среднесуточной температуры воздуха через 0°C в сторону повышения отмечается обычно во II декаде мая. Продолжительность половодья составляет в среднем 30 дней, заканчивается оно во II декаде июня, растягиваясь в отдельные годы до I декады июля.

Рельеф территории горный, сильно расчлененный. Средняя высота около 900 м, а водораздельных участков – 1600–1700 м над уровнем моря.

Одной из основных особенностей территории является повсеместное распространение многолетнемерзлых пород, верхняя граница которых служит водоупором для инфильтрующейся влаги. Наличие многолетнемерзлых пород служит причиной ряда специфических криогенных процессов, накладывающих отпечаток на формирование элементов водного баланса весеннего половодья, до настоящего времени недостаточно изученных.

Огромный вклад в развитие экспериментальных исследований формирования стока в горнотаяжных регионах Крайнего Северо-Востока внес-

ли А. С. Кузнецов, А. И. Ипатьева, Ш. С. Насыбулин. Этими исследователями показана репрезентативность наблюдений Колымской воднобалансовой станции (КВБС) для всего региона Верхней Колымы (Кузнецов и др., 1969; Насыбулин, 1976).

Целью настоящей работы является исследование специфики формирования элементов водного баланса весеннего половодья в условиях многолетней мерзлоты.

Характер снегонакопления и схода снега весной, а также динамика протаивания деятельного слоя в течение теплого периода определяются типом подстилающей поверхности и видом растительности. Эти характеристики в свою очередь зависят от ориентации склона и высоты местности. В высотной зоне (800–1100 м над уровнем моря) склоны южной ориентации сложены преимущественно элювиально-делювиальными алевропелитовыми сланцами различной степени криогенной дезинтеграции с зарослями кедрового стланика различной степени сомкнутости на поверхности. Для склонов, ориентированных преимущественно на север, характерны сфагново-лишайниковое редколесье, напочвенный покров в виде кустарников брусники, голубики, багульника, сплошной мохово-торфяной покров даже на крутых склонах, мощность которого сокращается от подножья к водоразделу. Территории, расположенные выше 1100 м над уровнем моря, представлены крупнообломочными каменными осыпями и россыпями гранодиоритовых пород (Королев, 1982). Максимальная глубина сезонного протаивания в конце теплого периода достигает

2,0–2,5 м, на склонах южной ориентации и около 0,20–0,30 м на северных склонах.

Методика исследований – метод водного баланса.

Уравнение водного баланса весеннего половодья малых водосборов в зоне многолетней мерзлоты запишем в виде:

$$Y_a = (S_m + X) - P, \quad (1)$$

где Y_a – слой стока за период половодья, мм; S_m – снегозапасы на водосборе, определенные на дату максимального снегонакопления; X – количество осадков, выпавших за период от даты проведения снегосъемки до конца половодья, мм; P – потери стока.

В свою очередь

$$P = E_{\text{н}} + E_{\text{г}} - Z \pm L' \pm \eta, \quad (2)$$

где $E_{\text{н}}$ и $E_{\text{г}}$ – испарение со снега и очистившихся от него участков (поверхности) склона; Z – конденсация водяных паров приземного слоя воздуха на поверхности снежного покрова и почвогрунтов; L' – слой криогенной аккумуляции талого стока в толще низкотемпературных макропористых грунтов. Положительное значение этой величины означает, что часть талого стока временно аккумулятирована на водосборе в твердом виде и поступит в русло (или израсходуется на испарение) в течение летнего периода, по мере протаивания деятельного слоя. Знак минус означает, что в весеннем половодье приняла участие влага, законсервированная в мерзлой толще с предшествующей осени (или более раннего периода); η – невязка водного баланса, которая включает в себя погрешности измерений, и расчета составляющих водного баланса.

Поскольку L' и η не могут быть непосредственно оценены, а определяются только путем обратных расчетов в рамках выражения (2), их можно объединить; с другой стороны, величина конденсации учитывается при измерениях испарения весовым методом, тогда

$$P = E_{\text{н}} + E_{\text{г}} \pm L. \quad (3)$$

Выражение (1) с учетом уравнения (3) запишется в виде

$$L' = (S_m + X) - (E_{\text{н}} + E_{\text{г}}) - Y_a. \quad (4)$$

Исходными данными для разработки являются материалы наблюдений КВБС за 1960–1990 гг., а также данные собственных экспериментальных исследований.

Для оценки влияния подстилающей поверхности на формирование элементов водного баланса весеннего половодья использованы материалы многолетних наблюдений на трех малых водосборах КВБС, характеристики которых приведены в таблице.

Наблюдательные створы на этих водотоках оборудованы гидротехническими сооружениями (водосливами и лотками), что обеспечивает полный учет стока. Регистрация жидких осадков производится с помощью осадкомеров Третьякова и плювиографов, расположенных в центрах водосборов.

Бассейн руч. Северный в основном ориентирован на юг. Преобладающим типом подстилающей поверхности является мелкозернистая сланцевая осыпь (алевропелиты) с зарослями кедрового стланика, а прирусловые участки (около 15% общей площади водосбора) заняты сфагновыми мхами.

В бассейне руч. Южный склоны преимущественно северной экспозиции, и здесь преобладает сфагново-лишайниковое редколесье.

Данные по водосбору руч. Морозова характеризуют режим стока с крупнообломочной элювиально-делювиальной каменной осыпью гранодиоритовых пород, лишенной растительности (гольцовой зоны).

Обсуждение полученных результатов. Учет снегонакопления на водосборах осуществляется путем сплошных ландшафтно-маршрутных снегомерных съемок, которые производятся в период максимального снегонакопления (обычно во второй половине апреля – начале мая). Величина снегозапасов за многолетний период (1960–1990 гг.) колеблется в пределах 56–163 мм в бассейне руч. Северный и 70–179 мм в бассейне руч. Южный. В гольцовой зоне (руч. Морозова) снегонакопление значительно выше и изменяется от 71 до 298 мм (за период наблюдений с 1968 по 1990 г.).

При анализе данных о снегонакоплении необходимо учитывать следующее. На крупнообломочной осыпи снег под влиянием ветровой активности втрамбовывается в макропустоты между камнями, в то время как с дневной поверхности сдувается в понижения и к подножию склона. В соответствии с существующими рекомендациями по производству снегомерных съемок (Рекомендации..., 1976) в полевых книжках на таких участках отмечается отсутствие снега, что не соответствует действительности. За счет отмеченного явления происходит занижение величин снегонакопления, составляющее, по нашим оценкам, не менее 10–30 мм (Бояринцев и др., 1988; Бояринцев, 1988). Специфичен процесс снегонакопления и на участках, покрытых кедровым стлаником. Этот тип растительности достигает 3 м и более в высоту при средней сомкнутости ветвей 30–40, на значительной площади достигая 100%. С наступлением холодов его ветви опускаются, и снежный покров устанавливается поверх них. При производстве снегомерных работ определяется общая высота снега без учета пустот под ветвями полег-

Основные характеристики водосборов The basic characteristics of catchment areas

Водоток	Площадь водосбора, км ²	Средняя высота, м	Преобладающий тип подстилающей поверхности
руч. Северный	0,38	1020	Алевропелитовые элювиальные сланцы различной степени криогенного выветривания; заросли кедрового стланика
руч. Южный	0,27	985	Сфагново-лишайниковое редколесье
руч. Морозова	0,63	1370	Грубообломочные осыпи гранодиоритовых пород

шего кустарника, вследствие чего происходит завышение измеренной величины снегозапасов, достигающее 10–20% измеренной величины.

Одним из основных и наименее изученных элементов водного баланса весеннего половодья является испарение с поверхности снега и суши в весенний период. Испарение со снега на КВБС определяется по стандартной методике с помощью снежного испарителя ГР-66.

Обобщение материалов наблюдений за многолетний период показало, что в зимние месяцы (ноябрь – февраль) испарение практически отсутствует (в сумме за 2 мес составляет около 0,2–0,4 мм и часто компенсируется конденсацией). В марте испарение со снега превышает конденсацию (в среднем, соответственно, 1,2 и 2,5 мм за месяц). В апреле в связи с переходом радиационного баланса через 0°C в сторону положительных значений испарение возрастает и в среднем за месяц составляет 8 мм, а конденсация на поверхности снежного покрова не превышает 0,3–0,5 мм. В мае испарение со снега резко возрастает и после перехода среднесуточной температуры воздуха через 0°C достигает 2–3 мм/сут.

Проанализирована взаимосвязь суточных и пентадных величин испарения со снега с характеристиками метеоусловий: дефицитом влажности воздуха, скоростью ветра и температурой испаряющей поверхности. При этом установлено, что зависимость между испарением со снега, скоростью ветра и температурой испаряющей поверхности не значима. В то же время зависимость испарения со снега от дефицита влажности воздуха, косвенно учитывающего и температуру поверхности, и скорость ветра, проявляется достаточно тесно. Это соотношение аппроксимируется выражением:

$$E = 0,35\bar{d}n, \quad (5)$$

где $\bar{d}$ – среднее значение дефицита влажности воздуха; n – количество дней в расчетном периоде.

Коэффициент корреляции зависимости (5) $r = 0,89 \pm 0,04$.

Согласно рекомендациям по расчету испарения наиболее точным, надежным и теоретически обо-

снованным подходом определения испарения с суши является метод теплового баланса (Рекомендации..., 1967).

В условиях повсеместного распространения многолетнемерзлых пород применение этого метода встречает серьезные методические затруднения, связанные с учетом затрат тепла на таяние сильнольдистых пород. Исследования Н. Г. Василенко (1988) показали, что в весенний период большое количество теп-

ла расходуется на таяние деятельного слоя почвогрунтов и наледей, а связь между температурой воздуха и суммами радиационного баланса нарушается.

Вторым по точности определения испарения считается метод испарителей.

Получаемая почвенно-испарительной сетью информация об испарении с суши часто используется не совсем корректно, т. е. без учета динамики окружающих условий и погрешности метода испарителей. Эти погрешности носят систематический характер и, как правило, приводят к занижению испарения. Особенно ярко конструктивные недостатки стандартных испарителей проявляются в весенний период. Сразу после схода снега, когда протаивание деятельного слоя только начинается, талая вода повсеместно (кроме участков, сложенных каменной осыпью) стекает по поверхности склона. В таких условиях испарение с суши лимитируется только метеорологическими факторами. Уровень грунтовых вод в этот период находится вблизи дневной поверхности, а выпадение даже относительно небольших осадков приводит к его резкому подъему.

Монолит стандартного испарителя изолирован от окружающей среды воздушной прослойкой между внешним и внутренним цилиндрами, поэтому температурный режим и режим влажности в испарителе искажены. Установленный в гнездо после схода снега промерзший монолит относительно быстро прогревается и вызывает протаивание всего изолированного объема и сопредельных с ним участков. Быстро протаявшее гнездо испарителя, как справедливо отмечает Н. Г. Василенко, в дальнейшем работает как депрессионная воронка (1988).

Монолит в испарителе быстро иссушается, в то время как на окружающей территории влажность почвогрунтов в весенний период выше полной влагоемкости.

Для более полного моделирования процесса испарения с естественной поверхности на КВБС применялся специальный испаритель, представляющий собой цилиндр высотой 20 см и площа-

дью 500 см², выполненный из плексигласа. Испаритель заряжался монолитом в виде верхнего почвенного горизонта вместе с растительностью, приготовленным осенью предшествующего года. Прибор устанавливался в гнездо, сделанное в почве с помощью специальной фрезы, что обеспечивало плотное сопряжение стенок с окружающей средой. В испарителе поддерживался уровень воды, соответствующий уровню надмерзлотных вод, наблюдения за которыми велись по трем скважинам. Взвешивание монолитов с точностью до 2 г проводилось дважды в сутки – в 8 и 20 ч местного времени. В комплекс наблюдений входили также измерение температуры грунта на глубине 15 см в стандартном и экспериментальном испарителях и на естественной поверхности, а также наблюдения за уровнем надмерзлотных грунтовых вод.

Величина испарения, зафиксированная с помощью экспериментального испарителя, на 30–40% выше измеренной с помощью стандартного прибора ГР-25.

Испарение с суши имеет место только в светлую часть суток и достигает 4,5–5,0 мм/день. В ночные часы испарение практически прекращается; в отдельные дни наблюдается термическая конденсация до 0,2 мм за ночь.

Сопоставление значений, полученных с помощью экспериментальных испарителей на склонах контрастных экспозиций и различной подстилающей поверхности, показало, что эти факторы не оказывают существенного влияния на процесс испарения в весенний период.

Анализ взаимосвязи испарения с индексами метеоусловий выявил, что, как и в случае испарения со снега, наиболее тесная зависимость обнаружилась от дефицита влажности воздуха. Причем расположение точек в поле графика $E_i = f(d)$ подтвердило зависимость (5), полученную ранее для оценки испарения со снега.

Таким образом, в весенний период испарение со снега и оголенных от него участков (за исключением крупнообломочной каменной осыпи) может быть оценено по единой методике. Из сказанного ясно, что при расчетах испарения с водосбора в весенний период достаточно выделять два типа испаряющей поверхности (в высотной зоне 800–1100 м): каменную осыпь и участки, покрытые растительностью. При этом испарением с каменной осыпи можно пренебречь, поскольку она оголяется от снега при сравнительно низких отрицательных температурах и незначительном дефиците влажности воздуха.

Тогда выражение для расчета испарения в весенний период можно записать в виде:

$$E = 0,35k\bar{d}n, \quad (6)$$

где k – коэффициент, соответствующий доле площади, покрытой снегом (или растительностью).

Величина испарения за многолетний период колеблется в пределах 20–60 мм в бассейне руч. Южный; 10–35 мм – руч. Северный и 16–49 мм – руч. Морозова.

Соотношение составляющих водного баланса на различных типах склонов в значительной мере определяется геоэкологическими условиями.

В целях изучения вертикальной миграции талых вод в толще каменной осыпи в весенне-летний период была оборудована специальная скважина, представляющая собой дюралюминиевую трубу с внутренним диаметром 30 мм. Стенки трубы перфорированы отверстиями диаметром 8 мм. Верхняя часть трубы, возвышающаяся над уровнем камней, была покрыта теплоизолирующим материалом, который окрашивался затем в белый цвет. Сверху труба закрывалась плотной крышкой с теплоизолятором. Скважина установлена осенью 1983 г. и охватывала весь сезонно-талый горизонт. В осенне-зимний период в скважине отмечалось образование кристаллов сублимационного льда.

Весной, по мере снеготаяния, талая вода попадает в толщу рыхлых отложений через отверстия – в скважину. С помощью специального щупа положение ледяного горизонта в скважине фиксировалось один раз в пять дней и контролировалось показаниями расположенного поблизости мерзлотомера (МД-100).

Шурфование каменной осыпи сразу после схода снега показало, что талая вода, превращаясь в «гольцовый лед», намерзает на нижней поверхности камней, образуя насыщенный льдом горизонт мощностью 0,3–0,4 м, ниже которого располагается осыпь в морозном состоянии, а вблизи границы сезонного протаивания камни сцементированы льдом.

Метеоплощадка «Нижняя» Колымской водно-балансовой станции расположена на пологом водоразделе между руч. Угроза и Контактный. Почвы мерзлотно-таежные. Мохово-торфяной ковер толщиной 40–45 см лежит на слое хорошо промытого щебня, который при отрицательных температурах находится в морозном состоянии, т. е. макропорное пространство имеет отрицательную температуру, но свободно ото льда. Мощность «сухой мерзлоты» в среднем составляет 15–20 см и подстилается сильнольдистым щебнем. В весенний период верхний горизонт аккумулирует часть талых вод, которая подвергается многократному повторному замерзанию.

Оттаивание торфяной подушки происходит относительно равномерно, сток в этот период происходит в приповерхностном горизонте почвы, а при выпадении осадков влага выклинивается на дневную поверхность. Как только фронт оттаивания достигает слоя «сухой мерзлоты», скорость отхода мерзлоты возрастает. При этом щебенистый слой дренирует поверхностные воды и наблю-

дается резкое падение уровня надмерзлотных грунтовых вод. В дальнейшем уровень надмерзлотных вод слабо реагирует на выпадение осадков, поскольку скорость подповерхностного стекания в дренирующем горизонте близка к поверхностным скоростям. С этого момента происходит перестройка составляющих вертикального водообмена. Прекращается подпитка влагоемкой дернины надмерзлотными грунтовыми водами, а испарение с ее поверхности обеспечивается за счет перехвата атмосферных осадков. Увеличиваются потери на перехват, но сокращается испарение в бездождные периоды и возрастает грунтовое питание водотоков.

На рис. 1 приведена динамика оттаивания мерзлотно-таежной почвы, каменной осыпи, уровня надмерзлотных грунтовых вод и положения ледяного горизонта в скважине весной 1984 г.

В графиках оттаивания деятельного слоя элювиально-делювиальных отложений выделяются две фазы: более интенсивное протаивание в начальный (весенний) период и замедление процесса в дальнейшем до конца протаивания. Анализ многочисленных эпюр протаивания показал, что такой вид кривых имеет устойчивый характер (Бояринцев и др., 1988). По нашему мнению, это связано с качественным различием механизма протаивания. Левая, более крутая ветвь кривой $H = f(T)$ соответствует периоду, когда происходит вертикальное перемещение влаги от дневной поверхности к «переходному горизонту» (Шур, 1988), сопровождающееся многократными фазовыми превращениями.

По достижении талыми водами зоны льдоце-мента (переходного слоя) свободное пространство

между камнями полностью заполняется льдом, поэтому интенсивность протаивания снижается, несмотря на повышение среднесуточной температуры на дневной поверхности. Точка перегиба кривой графика протаивания соответствует моменту, когда вертикальная миграция талых вод сменяется стеканием по водоупору в сторону водоприемника. Продолжительность каждой фазы и ординаты точки перегиба зависят от гранулометрического состава грунта, характера распределения снежного покрова, количества и интенсивности выпадения осадков на спаде половодья и других факторов.

Кривые протаивания, построенные по данным мерзлотомера и по наблюдениям на экспериментальной скважине, практически совпадают. Отсюда следует, что показания мерзлотомеров характеризуют динамику миграции льда в толще макропористых грунтов.

Такой механизм трансформации талого стока характерен для осыпи, свободная емкость которой практически при любой величине снегозапасов не может быть восполнена, а степень ее криогенной дезинтеграции невелика.

Интенсивность криогенного выветривания минерального чехла на поверхности южных склонов в горных районах Крайнего Северо-Востока определяется характером снегонакопления, режимом солнечной радиации и быстро затухает с глубиной (Выркин, 1983). Вертикальный градиент температуры грунта является дополнительным стимулятором морозного выветривания. Указанные факторы служат причиной того, что на участках склонов, сложенных алевропелитовыми сланцами, в местах повышенной интенсивности криогенного выветривания отмечается

дифференциация крупности слагающих частиц по глубине — с глубиной их размеры возрастают, а наименьшая влагоемкость грунта уменьшается.

На участках, сложенных мелкими фракциями элювия, первые порции талой воды, попадая на поверхность низкотемпературных пород, образуют запирающий слой. В дальнейшем, в процессе снеготаяния, талые воды по образовавшемуся временно-водоупору стекают на ниже-расположенные участки склона.

Отметим, что после протаивания верхнего запирающего мелкозернистого горизонта на таких участках может наблюдаться временная криогенная аккумуляция жидких осадков, выпадающих на спаде половодья.

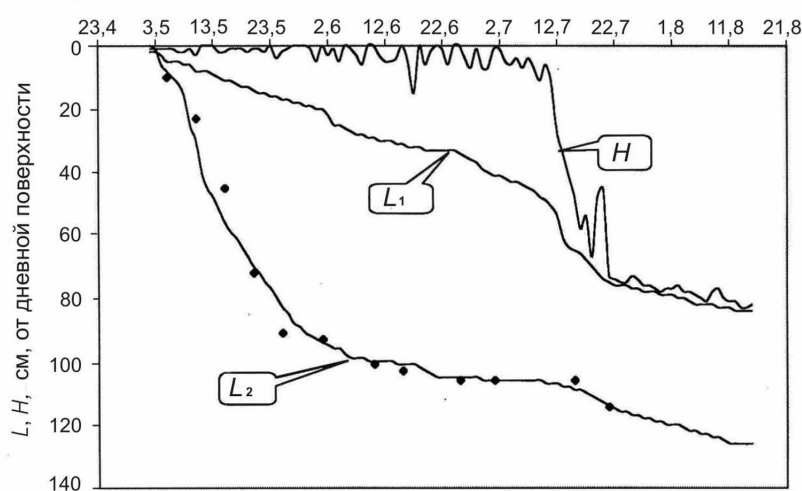


Рис. 1. Динамика оттаивания деятельного слоя мерзлотно-таежных почв (L_1), каменной осыпи (L_2), уровня надмерзлотных грунтовых вод (H) и ледяного горизонта в наблюдательной скважине (точки)

Fig. 1. The defrosting dynamics of an active layer of frozen rocks in taiga areas (L_1), the talus (L_2), a ground water level over frozen rocks (H) and an ice level from the borehole core in the observation site

При обследовании склонов южной ориентации установлено, что вблизи кустов кедрового стланика степень мерзлотной дезинтеграции пород повышена.

Объясняется это следующим. Как указывалось, зимой снежный покров устанавливается поверх опустившихся на поверхность склона ветвей стланика. Весной, до начала снеготаяния, когда среднесуточная температура повышается до $-8...-5^{\circ}\text{C}$, ветви поднимаются, стряхивая с себя снег. Темный цвет хвои и защищенность от ветра создают особый микроклимат, что приводит к прогреванию участков склона вблизи кустов в светлое время суток до положительных значений температур. Поэтому здесь возникают условия для активизации процесса нивации.

Гнейсы и гранодиориты, образующие каменные россыпи и осыпи в гольцовой зоне, более устойчивы к мерзлотному выветриванию, чем сланцы. Структура осыпей, сложенных этими породами, в основном глыбовая и крупнообломочная. Процент содержания мелких фракций невелик. Это способствует хорошей аэрации пород и значительному объему криогенной аккумуляции стока. Мощность рыхлого чехла колеблется по площади склона в широких пределах в зависимости от уклона склона и изменяется от нуля на участках с выходами коренных пород, которые приурочены обычно к приводораздельной части водосбора, до 3–4 м и более в русле, куда обломочный материал сносится под действием силы тяжести и в результате лавинной деятельности. В этой высотной зоне криогенная аккумуляция активно проявляется и в осенний период. В сентябре здесь наблюдается ярко выраженный внутрисуточный ход температуры воздуха от отрицательных значений ночью до $+5...+15^{\circ}\text{C}$ днем. Причем преобладает отрицательный тепловой баланс. Осадки в этот период выпадают здесь преимущественно в твердом виде. В дневные часы снег тает и вновь переходит в твердую фазу в приповерхностном горизонте осыпи в виде натеков льда на нижней поверхности камня, не образуя запирающего слоя. Эти осадки не могут быть учтены при производстве снегомерной съемки весной следующего года.

На сфагново-лишайниковых склонах северной ориентации характерным элементом ландшафта являются ниши во фронтальной части солифлюкционных бугров, образованных в процессе сползания сфагново-лишайниковой дернины по склону. В осенний период пустоты ниш, где знак теплового баланса меняется раньше, чем на дневной поверхности, начинают заполняться льдом. Весной, по мере снеготаяния, этот процесс возобновляется. Поскольку свободное пространство, перекрытое дерниной, предохраняется от адвекции теплого воздуха, там длительное время сохраня-

ется отрицательная температура, а вытаивание льда происходит в течение всего летнего периода (Бояринцев, 1988).

ВЫВОДЫ

Доля участия влаги, аккумулированной на водосборе в твердом виде, в весеннем стоке характеризуется параметром L' . Понятно, что чем выше температурный фон в период весеннего половодья, тем большая часть аккумулированных вод примет участие в русловом стоке, а следовательно, между параметром L' и суммой температур воздуха имеет место обратная корреляционная зависимость.

На рис. 2 показано соотношение $L' = f(\sum t_a)$ для исследуемых водосборов. Эта зависимость в целом выражена достаточно четко, однако для отдельных типов подстилающей поверхности отмечаются индивидуальные особенности. Аналогичные графики были получены Н. И. Лобановой и В. В. Полтавской (1982) для рек восточного участка БАМа.

Наиболее плотно точки расположились в поле указанного графика для бассейна руч. Южный. Это связано с относительно равномерным распределением снега по площади водосбора практически во всем диапазоне снегонакопления (кроме экстремально низких величин) и слабой редуцией по площади криогенной аккумуляции талых вод. От общего потока точек отклоняются две, соответствующие 1969 и 1971 г. В эти годы отмечались экстремально низкие снегозапасы (соответственно 70 и 72 мм), а водосбор весной был покрыт снегом всего на 60–70%, что и явилось причиной пониженной аккумуляции.

Коэффициент корреляции зависимости $L' = f(\sum t_a)$ для этого бассейна составил $0,89 \pm 0,04$.

Динамика параметра L' для водосбора руч. Северный несколько сложнее (рис. 2б). Неравномерность покрытия водосбора снегом в отдельные годы приводит к значительной изменчивости мерзлотной аккумуляции. Полное покрытие водосбора снегом здесь наблюдается при $S_m \geq 120$ мм; при снегозапасах менее 100 мм снег сконцентрирован в основном в тальвегах и на участках, покрытых растительностью. Поэтому в качестве второго предиктора при построении графика $L' = f(\sum t_a)$ для водосбора руч. Северный использована величина максимальных снегозапасов. При изменении суммы температур воздуха за период половодья от 100 до 200°C параметр L' изменяется от 80 до 35 мм при величине снегозапасов (S_m) около 120 мм и, соответственно, от 60 до 12 мм – при $S_m = 80$ мм.

В гольцовой зоне даты начала и окончания половодья сдвинуты на более поздние сроки, а снеготаяние происходит на более высоком температурном

фоне. Как видно из рис. 3, зависимость $L' = f(\sum t_a)$, построенная для руч. Морозова, характеризуется довольно широким разбросом точек. Попытка учета при построениях величины снегозапасов в

качестве третьей переменной успеха не имела. Это связано с описанным ранее явлением заполнения свободной емкости между отдельными валунами плотным метелевым снегом. Здесь даже при ми-

нимальных снегозапасах в процессе мерзлотного регулирования участвует вся водосборная площадь. Значительную роль в формировании весеннего стока в этой высотной зоне играют осадки предзимнего периода. Поэтому в виде третьей переменной использована сумма осадков в I и II декадах сентября за вычетом слоя стока в этот период. Параметр L' варьирует от 60 до 40 мм при изменении суммы температур воздуха за период половодья в пределах 200–400°C и увлажненности весеннего периода около 10 мм и от 20 до 20 мм – при осенней увлажненности около 60 мм.

ПРАКТИЧЕСКИЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

Проведенный анализ показывает, что феномен криогенного перераспределения стока между сезонами на склонах с почвенным и растительным покровом выражен не менее ярко, чем на элювиально-делювиальной каменной осыпи. В отдельные годы объем криогенной аккумуляции соизмерим с величиной максимальных снегозапасов. Аккумулированная в твердой фазе часть весеннего стока на сфагново-лишайниковом покрытии расходуется на испарение в течение теплого периода, в годовом цикле относится к безвозвратным потерям и в меньшей

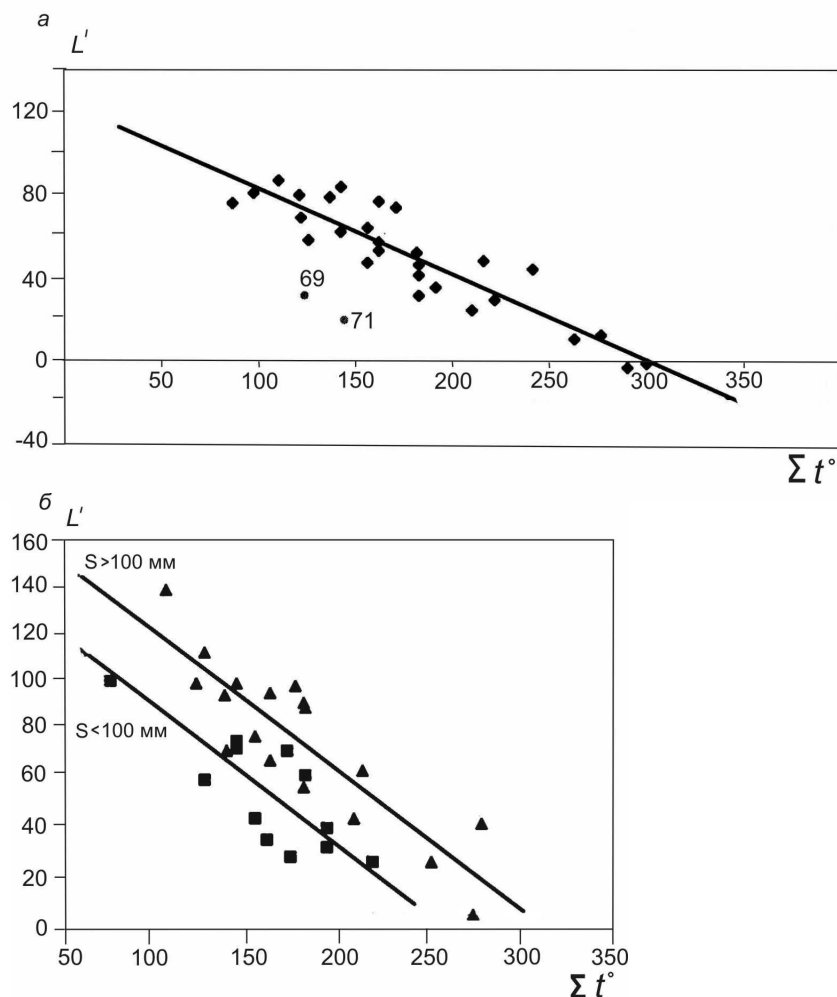


Рис. 2. Соотношение между сборным параметром L' и суммой температур за период половодья: а – руч. Южный; б – руч. Северный

Fig. 2. The L' complex characteristic versus the temperature sum through the high-water season: а – the Yuzhny Creek; б – the Severnyy Creek

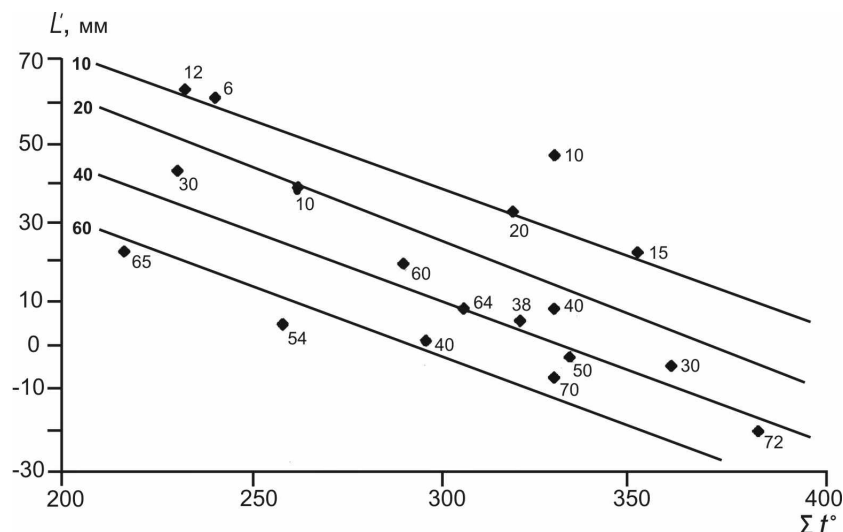


Рис. 3. Соотношение между сборным параметром L' , суммой температур за период половодья и осенним увлажнением (у точек и линий), руч. Морозова

Fig. 3. The L' complex characteristic versus the temperature sum through the high-water season and versus humidification in autumn time in the Morozov Creek area

степени обеспечивает базисный сток летнего периода.

Влага, образованная при вытаивании гольцового льда на каменной осыпи, подповерхностным путем, не расходуясь на испарение, попадает в русловую сеть и формирует высокий меженный сток.

Полученные зависимости могут быть использованы для оценки водных ресурсов неизученных территорий.

ЛИТЕРАТУРА

Бояринцев Е. Л. Азональные факторы формирования дождевого стока на территории Колымской ВБС // Тр. ДВНИГМИ. – 1988. – Вып. 135. – С. 67–93.

Бояринцев Е. Л., Гопченко Е. Д., Сербов Н. Г. Формирование низкого стока летней межени в горных условиях Северо-Востока СССР. – Деп. в ВНИИМЦД № 811-ГМ 88, 11.08.88. – 35 с.

Василенко Н. Г. Испарение с поверхности водосбора в районе распространения многолетнемерзлых пород // Сб. работ по гидрологии. – Л. : Гидрометеоздат, 1988. – № 20. – С. 3–16.

Выркин В. Б. Климатические факторы криогенного выветривания горных пород в Сибири и на Дальнем Во-

стоке // Гляциология Восточной Сибири. – Иркутск : Изд-во АН СССР, 1983. – С. 103–109.

Королев Ю. Б. Гидрологическая роль растительности Верхней Колымы // Изв. АН СССР. Сер. Биол. – 1982. – № 4. – С. 517–529.

Кузнецов А. С., Насыбулин Ш. С., Ипатьева А. И. Первые результаты исследований водного баланса на реках бассейна Верхней Колымы : сб. работ Магаданской ГМО. – 1969. – Вып. 2. – С. 98–121.

Лобанова Н. И., Полтавская В. В. Общие черты формирования половодья и расчет элементов водного баланса за весенний период на реках зоны БАМа // Тр. ДВ НИГМИ, 1982. – Вып. 105. – С. 39–37.

Насыбулин Ш. С. Репрезентативность характеристик стока Колымской воднобалансовой станции для территории Верхней Колымы // Природные ресурсы Северо-Востока СССР. – Владивосток : ИБПС ДВНЦ АН СССР, 1976. – С. 32–41.

Папернов И. Н., Мельникова Т. В. О вертикальной зональности климатических факторов геокриологии и гидрологии Магаданской области // Тр. ВНИИ-1. – 1967. – Т. 24. – С. 257–279.

Рекомендации по расчету испарения с суши. – Л. : Гидрометеоздат, 1967. – 96 с.

Шур Ю. Л. Верхний горизонт толщ мерзлых пород и термокарст. – Новосибирск : Наука, 1988. – 212 с.

Поступила в редакцию 03.07.2006 г.

FORMATION OF THE SPRING HIGH-WATER BALANCE IN MINOR CATCHMENTS OF THE UPPER KOLYMA RIVER MOUNTAINOUS AREAS (THE KOLYMSKAYA WATER GAUGE STATION RECORDS)

E. L. Boyarintsev, N. G. Serbov, N. I. Popova

The results obtained through long-term water balance studies conducted by specialists of the Kolymskaya Water Gauge Station over the minor catchment areas are thoroughly examined in this paper. A water balance equation is created for high waters in spring season with its components identified. The formation of the high-water run-off in spring is shown to be affected by permafrost processes.

Key words: spring high waters, water balance, permafrost soils, underlying rocks.