

В.Р. Алексеев, *д.г.н.*,

Сибирское отделение института географии РАН, Иркутск, Россия

Е.Л. Бояринцев, *к.г.н.*, **Е.Д. Гопченко**, *д.г.н.*, **Н.Г. Сербов**, *к.г.н.*,

Н.В. Завалий

Одесский государственный экологический университет, Украина

МЕХАНИЗМ КРИОГЕННОГО РЕГУЛИРОВАНИЯ СТОКА В ФОРМИРОВАНИИ ВОДНОГО БАЛАНСА МАЛЫХ ГОРНЫХ РЕК ЗОНЫ МНОГОЛЕТНЕМЁРЗЛЫХ ПОРОД

Исследован механизм криогенного регулирования стока и дана его количественная оценка в условиях различных типов подстилающей поверхности (на примере водного баланса малых водосборов Верхней Колымы).

Ключевые слова: многолетняя мерзлота, испарение, конденсация, криогенное регулирование, Колымская воднобалансовая станция.

Введение. Рассматриваемый регион расположен в центральной части Магаданской области России и включает верхнюю часть бассейна Колымы. Климат суровый, резко континентальный. Среднегодовая температура составляет минус 13 °С, минимальная (обычно в январе) опускается до минус 65 °С, а максимальная – в июле – достигает 30 °С. Результатом сурового климата является повсеместное распространение низкотемпературных многолетнемёрзлых пород, мощность которых достигает 200-400 метров в долинах и 500-700 метров – под горными сооружениями. В соответствии с мерзлотным районированием (Калабин, 1960), произведенным по температурному признаку, рассматриваемая территория относится к району с температурой пород от -3,5 до -7,0°С. Среднегодовая сумма осадков составляет 350 мм, причём около 70% их выпадает в твёрдом виде. Водный режим рек характеризуется чётко выраженным весенним половодьем и летне–осенней меженью, прерывающейся частыми дождевыми паводками. Глубина сезонного протаивания (мощность деятельного слоя) не превышает 1,5 – 2 метров на южных склонах и 0,2 – 0,8 - на северных. Сплошность мёрзлой толщи прерывается только под днищами крупных водотоков. Особенности массопереноса и теплового баланса в системе атмосфера – деятельный слой – мёрзлые породы в условиях многолетнемёрзлых пород изучены недостаточно.

Цель исследований. Важным фактором формирования водного баланса склона в условиях многолетнемёрзлых пород является деятельный слой, под которым понимается слой оттаявшего грунта вместе с напочвенным растительным покровом. В нём происходит энерго – и массообмен между атмосферой и верхним слоем литосферы. Именно характер деятельного слоя определяет водный и энергетический баланс склона. Одной из основных, но малоизученных особенностей водного баланса малых водосборов в условиях низкотемпературных многолетнемёрзлых пород является процесс криогенного перераспределения стока, как между отдельными генетическими периодами, так и в многолетнем разрезе. Формированию стока в условиях Верхней Колымы посвящены работы В.В.Бойчука, Б.Л.Соколова, А.С.Кузнецова, В.Ф.Залесского, А.И.Ипатьевой, Ш.С.Насыбулина, В.Е. и Л.П.Глотовых, других авторов.

Б.Л.Соколов [1] отмечает, что «результаты исследований последнего времени привели к чрезвычайно важному выводу о значительной роли в водообмене криолитозоны фазовых превращений воды, которые ранее практически не учитывались в водном балансе речных бассейнов. Оказалось, что криосфера, как водообменная

система, «работает» с существенно большей нагрузкой, чем было принято считать прежде».

Следует отметить, что характер подстилающей поверхности играет большую роль в системе в динамике фазовых превращений воды в разные фазы водного режима. Этому вопросу посвящено настоящее исследование.

Материалы исследований. Для анализа использованы материалы многолетних наблюдений (с 1960 по 1989 гг.) Колымской воднобалансовой станции, расположенной в верховьях р. Колымы, в пределах горной системы хребта Черского.

Основные типы подстилающей поверхности. В одинаковых климатических условиях формирование энергетического и водного баланса наиболее контрастно проявляется в пределах двух основных типов подстилающей поверхности, характерных для горно-таёжных регионов Верхней Колымы – каменных осыпей и россыпей и сфагново – лишайниковых редколесий.

Каменные осыпи и россыпи гранодиоритовых пород приурочены к высотной зоне, отметки которой превышают 1000м над уровнем моря, мелкозернистый заполнитель здесь практически отсутствует, макропористый слой хорошо аэрируется, поэтому в некоторых местах глубина протаивания достигает 2.5 метров и более. В то же время у подножия склонов чистый лёд находится под камнями практически у дневной поверхности даже в конце лета

В период весеннего снеготаяния значительная часть талых вод подвергается повторному замерзанию в толще макропористого чехла, образуя «гольцовый лёд» [2]. Аккумулированная в твёрдой фазе влага поступает в русло подповерхностным путём в течение летне-осеннего периода, по мере протаивания деятельного слоя, формируя высокий базисный сток. В таких условиях исключается капиллярная подпитка испаряющей поверхности с горизонта надмерзлотных грунтовых вод. Испарение с поверхности бассейна ограничивается только частью влаги, идущей на смачивание камней в период выпадения осадков.

Поверхность сфагново-лишайниковых склонов характеризуется сложным микрорельефом, солифлюкционными буграми и понижениями. В период снеготаяния значительная часть талых вод подвергается повторному замерзанию в толще растительности, а в понижениях у подножий бугров перекристаллизовавшийся снег и лёд сохраняются ещё длительный период после окончания половодья. Расчёт водного баланса весеннего половодья для малых водосборов Колымской воднобалансовой станции позволил установить, что объём криогенной аккумуляции части талого стока в толще растительного напочвенного горизонта несколько выше, чем в макропористом чехле каменной осыпи [3].

Подстиляется сфагново-лишайниковый ковёр хорошо промытым элювиально-делювиальным щебнем, который в зимний период находится в морозном состоянии, т.е. макропорное пространство которого имеет отрицательную температуру, но свободно от льда. Мощность слоя «сухой мерзлоты» в среднем составляет 25 – 35 см, а ниже расположен «переходный слой» [4], представленный сильнольдистым щебнем.

Оттаивание мохо-торфяной и растительной подстилки весной происходит относительно равномерно, сток осуществляется в приповерхностном горизонте мохового очёса, а при выпадении осадков влага выклинивается на дневную поверхность. В этот период испарение лимитируется только факторами тепла. Как только фронт оттаивания достигает горизонта «сухой мерзлоты», скорость оттаивания возрастает. При этом оттаявший макропористый слой дренирует поверхностные воды и наблюдается резкое падение уровня надмерзлотных грунтовых вод, который опускается ниже каймы торфяника. С этого момента происходит перестройка составляющих вертикального водообмена. Прекращается подпитка влагоёмкой

дернины надмерзлотными грунтовыми водами, а испарение с её поверхности обеспечивается за счёт перехвата атмосферных осадков. Увеличиваются потери стока на перехват, в то время как грунтовое питание водотоков несколько возрастает. Таким образом, на склоне одновременно существует две зоны, на одной из которых (нижняя его часть) испарение обеспечивается за счёт влаги весеннего периода (учтённой в балансовом соотношении как весенние потери), а сток от выпадающих осадков происходит практически без потерь, как «вода по воде», а на второй, верхней по склону, испарение в бездождный период осуществляется за счёт сработки влагозапасов мохово – лишайниковой подушки, дефицит которых в дальнейшем восстанавливается в процессе перехвата осадков.

К моменту окончания половодья (в среднем к концу июня) фирн на склоне сохраняется только в тальвегах и у подножия солифлюкционных бугров, а площадь переувлажнения практически совпадает с площадью, занятой сфагново–лишайниковой растительностью. В дальнейшем пояс мхов, лежащих на дренирующем слое, приуроченный к верхней части сфагново–лишайниковой зоны, постоянно расширяется по мере нарастания глубины оттаивания, и достигает максимума в конце лета, а площадь переувлажнённых мхов (там, где глубина протаивания меньше мощности моховой подушки), наоборот, сокращается. По данным специальных съёмки установлено, что к концу весеннего половодья, зона переувлажнения занимала около 80% площади северных склонов, и только 30% - южных. К концу лета (третья декада августа) площадь переувлажнения сократилась до 40 процентов на северных склонах и шести процентов – на южных. Эти соотношения значительно колеблются от года к году, и определяются в основном температурным режимом и величиной снегонакопления отдельных лет.

Водный баланс отдельных генетических периодов стока. В условиях, когда инфильтрация в глубинные горизонты отсутствует, а изменения влагозапасов на водосборе незначительны, уравнение водного баланса годового стока имеет вид

$$Y_2 = X_2 - E_2 \pm \Delta W_2, \quad (1)$$

где Y_2, X_2, E_2 , - соответственно, годовые слои стока, осадков и испарения, мм; ΔW_2 - невязка водного баланса, которая учитывает все погрешности определения его составляющих.

Под потерями стока в гидрологии понимается разность между приходной и расходной частями водного баланса за соответствующие генетически однородные периоды, т.е. для годового цикла:

$$P_2 = X_2 - Y_2 \pm \Delta W_2. \quad (2)$$

Для периода весеннего половодья балансовое уравнение принимает вид

$$Y_6 = (S_{\max} + X_6) - E_6 \pm \Delta W_6, \quad (3)$$

Переходя к потерям стока за период половодья, имеем

$$P_6 = (S_{\max} + X_6) - Y_6 \pm \Delta W_6. \quad (4)$$

Здесь P_6 - потери весеннего стока; S_{\max} - запас воды в снежном покрове на дату максимального снегонакопления; X_6 - сумма осадков от даты проведения снегосъёмки на максимальные снегозапасы до конца половодья; Y_6 - слой весеннего стока; E_6 - испарение за весенний период;

Для летнее – осеннего периода

$$Y_{л-ос} = X_{л-ос} - E_{л-ос} \pm \Delta W_{л-ос}; \quad (5)$$

а

$$P_{л-ос} = X_{л-ос} - Y_{л-ос} \pm \Delta W_{л-ос} , \quad (6)$$

где $Y_{л-ос}$, $X_{л-ос}$, $E_{л-ос}$, $P_{л-ос}$, $\Delta W_{л-ос}$, - соответственно, стоки, осадков, испарения и потерь, а также невязка уравнения водного баланса летне-осеннего периода. Учитывая (1-6), можно записать

$$Y_2 = [(S_{max} + X_в) + X_{л-ос}] - (E_в + E_{л-ос}) \pm \Delta W_2 , \quad (7)$$

а

$$P_2 = [(S_{max} + X_в) + X_{л-ос}] - (Y_в + Y_{л-ос}) \pm \Delta W = E_2 \pm \Delta W_2 . \quad (8)$$

В 1948 году в верховьях Колымы была открыта Колымская воднобалансовая станция. Её целью было исследование формирования стока в условиях низкотемпературных многолетнемерзлых пород. Здесь были организованы наблюдения за всеми составляющими водного баланса. Сток измерялся в семи створах, замыкающих площадь от 0, 38 до 21,2 км². Причём, все гидрометрические створы оборудованы гидрометрическими лотками или водосливами и самописцами уровня воды, что позволяет с высокой точностью фиксировать сток во всём диапазоне его изменений. Наблюдения за жидкими осадками фиксировались на 18 дождемерных пунктах, шесть из которых оборудованы самописцами дождя. Твёрдые осадки учитывались путём проведения сплошных маршрутно-ландшафтных снегомерных съёмок на каждом водосборе в момент максимального снегонакопления (конец апреля – начало мая). Наблюдения за испарением осуществлялись на пяти почвенноиспарительных, одной снегоиспарительной и одной водноиспарительной площадках, за динамикой оттаивания и промерзания деятельного слоя – в восьми пунктах. Проводились также разнообразные специальные наблюдения и экспериментальные исследования.

Результаты исследований опубликованы в «Материалах наблюдений Колымской воднобалансовой станции» за период с 1948 по 1989 годы. В этих справочниках также приведены результаты расчётов водного баланса в соответствии с выражениями (1) – (8). Из этих выражений следует, что единственным видом потерь в данных условиях являются потери на испарение.

На склонах, покрытых растительностью, основная часть временно аккумулированной в период весеннего половодья в твёрдой фазе влаги в толще почвогрунтов, в дальнейшем, в течение летнего периода, по мере оттаивания деятельного слоя, частично расходуется на испарение, компенсируя потери летне-осеннего периода и частично формируют базисный сток. Причём наиболее интенсивное испарение отмечается в мае - июне, при совпадении во времени максимумов проходящей солнечной радиации и площади переувлажнения.

На крупнообломочной осыпи испарение летом происходит исключительно за счёт перехвата осадков на смачивание камней. Влага, аккумулированная в толще осыпи в весенний период, поступает в русло по мере протаивания деятельного слоя, практически не расходуясь на испарение. Здесь также возможно многолетнее криогенное регулирование стока.

При анализе данных о снегонакоплении необходимо учитывать следующее. На участках, сложенных крупнообломочной осыпью, снег под влиянием ветровой активности втрамбовывается в макропустоты между камнями. В соответствии с существующими рекомендациями по производству снегомерных съёмок, на таких участках отмечается отсутствие снега, что не соответствует действительности. За счёт отмеченного явления происходит занижение величин снегонакопления, составляющее, по нашим оценкам, не менее 20 – 30 мм.

Криогенная аккумуляция на поверхности водосбора, вне зависимости от характера подстилающей поверхности, происходит и в предзимний период (сентябрь – начало октября). Выпадающие в твёрдом виде осадки в дневные часы суток под влиянием солнечной радиации частично переходят в жидкую фазу и вновь замерзают в толще промёрзшего грунта. Эта влага (до 10 – 25мм) также не может быть учтена при снегомерных съёмках, но участвует в формировании водного баланса следующего года.

Следует отметить также немаловажное, с точки зрения формирования потерь стока, обстоятельство, что гольцовая зона в период циклонального характера погоды находится выше нижней границы облачности. В то же время осадкомерные приборы не предназначены для улавливания так называемых «горизонтальных осадков» (в виде тумана и мороси), которые обычно предваряют выпадение дождя. Объём таких осадков относительно невелик, но в значительной степени компенсирует потери на смачивание при формировании паводков.

Выявленные экспериментальным путём закономерности формирования стока можно оценить по материалам многолетних исследований элементов водного баланса двух малых водосборов Колымской воднобалансовой станции - ручьёв Южный и Морозова, основные характеристики которых приведены в табл. 1.

Таблица 1 - Основные гидрографические характеристики исследуемых водосборов

Название водотока	Площадь водосбора, км ²	Средняя высота водосбора, м	Преобладающий тип подстилающей поверхности
Руч. Южный	0,27	985	Сфагново-лишайниковое редколесье
Руч. Морозова	0,63	1370	Грубообломочные осыпи и россыпи гранодиоритовых пород

Период наблюдений охватывает 1960 –1989 годы для руч. Южный и 1969 – 1989 годы – для руч. Морозова.

Данные по руч. Южный характеризуют условия формирования стока на водосборах с преобладанием сфагново – лишайникового напочвенного покрова, характерного для таёжной зоны, а по руч. Морозова – для условий гольцовой зоны. По характеру подстилающей поверхности эти два бассейна наиболее контрастны среди всех малых водосборов КВБС.

Расстояние между центрами водосборов составляет около четырёх километров. Оба гидрометрических створа оборудованы тонкостенными водосливами и самописцами уровня воды, позволяющими с высокой точностью производить учёт стока, вплоть до исчезающе малых величин. Регистрация жидких осадков производится по четырём осадкомерам, а твёрдые осадки учитываются при производстве сплошных маршрутных снегомерных съёмок на дату максимального снегонакопления.

Формирование составляющих водного баланса на сфагново-лишайниковых склонах. Как отмечалось выше, сток и осадки для исследуемых водосборов определяются с достаточной точностью. Что же касается испарения с поверхности суши, то здесь возникают некоторые затруднения. Дело в том, что стандартные испарители, применяемые на почвенно-испарительной сети, достаточно адекватно моделируют процесс испарения только для тех участков и для того

промежутка времени, когда глубина оттаивания превышает 0,5 м, а оттаявший горизонт почвогрунтов лежит на дренирующем слое. Для наблюдений на участках склонов, где оттаивание грунта не превышает 30 см, эти приборы не пригодны. Поэтому для оценки испарения в весенний период на КВБС применялись специальные испарители выполненные из плексигласа, которые устанавливались непосредственно в грунт, и в которых поддерживался уровень воды, соответствующий окружающей территории. По результатам этих исследований была построена расчетная методика оценки испарения со сфагново – лишайниковой поверхности в весенний период [3].

Для наблюдений за режимом испарения в нижней части склона, где сезонное оттаивание не превышает 20 см, на КВБС в 1980 году был сконструирован и введен в действие специальный лизиметр, позволяющий с точностью до 0,1 мм непрерывно регистрировать испарение со сфагново–лишайникового ковра при фиксированной глубине грунтовых вод, а также водоотдачу в период выпадения осадков [6]. В различное время на водосборе устанавливалось до шести таких приборов. Частично результаты этих исследований опубликованы в работе [7]. На рис.1 показано соотношение пентадных и декадных величин испарения с суши по двум почвенно – испарительным площадкам КВБС в летний период 1983 года.

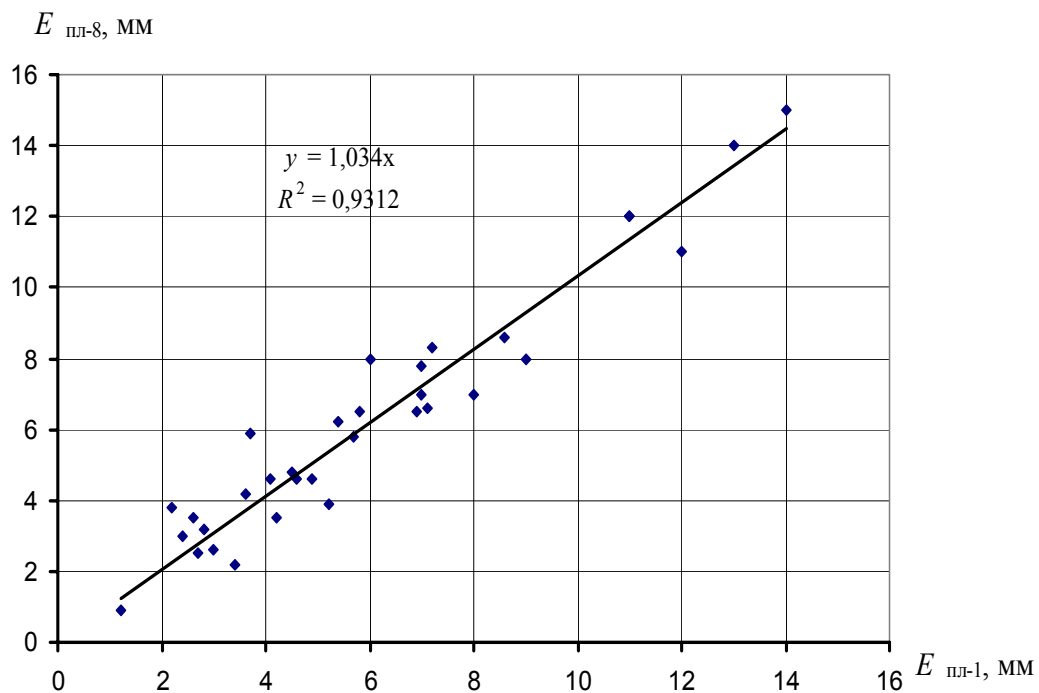


Рис. 1- Соотношение пентадных и декадных величин испарения с суши по почвенно – испарительным площадкам №1 и №8.

Показания площадки №1 представляют испарение с мерзлотно–таёжной почвы, площадки №8 – со сфагново–лишайниковой поверхности. Близкое соответствие величин свидетельствует о слабом влиянии различия испаряющей поверхности на интенсивность испарения по данным стандартных испарителей. Отметим, что почвенноиспарительная площадка №8 расположена в зоне, где глубина сезонного оттаивания не превышает 0,3 – 0,4м.

На рис. 2 приведена зависимость пентадных величин испарения в том же году по данным почвенноиспарительной площадки №8 и лизиметра №1, расположенного поблизости, от пентадных сумм дефицита влажности воздуха. Из этого графика следует, что в засушливые периоды испарение с участков с неограниченным

увлажнением в 4-5 раз превышает испарение с моховой подушки, лежащей на дренирующем слое.

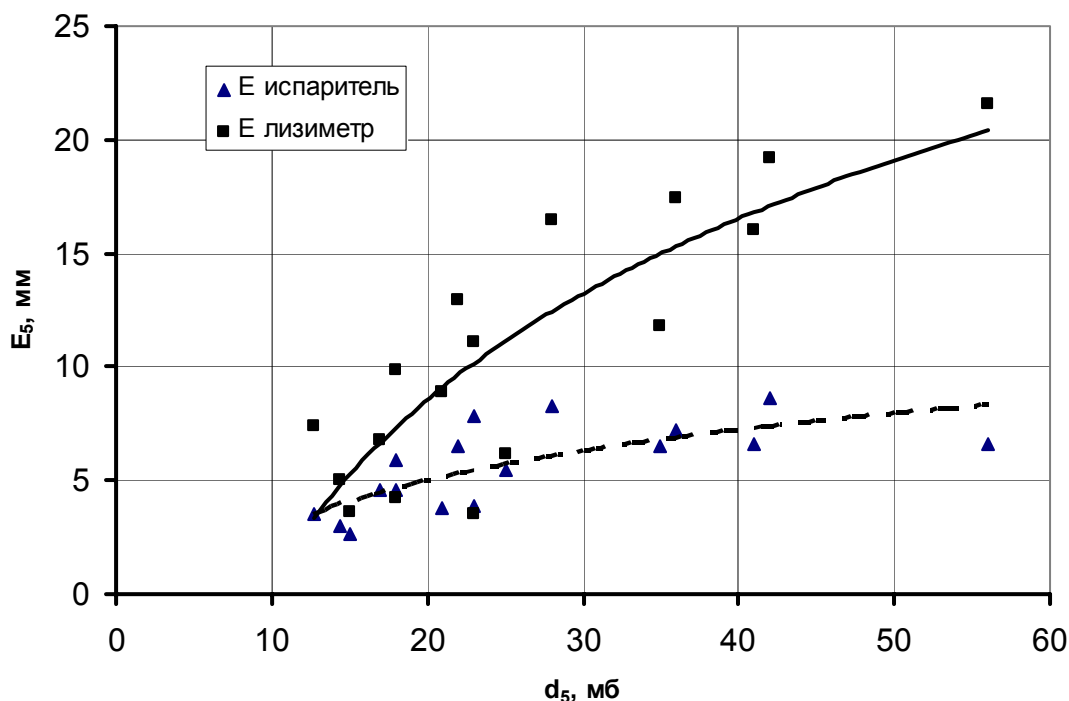


Рис. 2 -Зависимость пентадных величин испарения по данным почвенноиспарительной площадки №8 и лизиметра №1, от пентадных сумм дефицита влажности воздуха.

Подчеркнём, что в первом случае испарение обеспечивается влагой за счёт перехвата осадков текущего сезона, а во втором – влагой, образованной в результате криогенного перераспределения в весенний период.

Испарение с суши за год рассматривалось как сумма величин за весну и летнее – осенний период.

На рис.3 показано соотношение между измеренными величинами испарения за год и за отдельные генетические периоды по водосбору руч. Южный. Испарение за весну в многолетнем разрезе колеблется от 20 до 70 мм, а за летне – осенний период – от 70 до 100 мм при изменении годовых величин от 90 до 190 мм.

На рис.4 приведено соотношение между величинами годовых потерь, рассчитанных по выражению (2), и потерями за отдельные генетические периоды (по выражениям (4) и (6) для руч. Южный).

Расположение точек в поле этого графика коренным образом отличается от зависимости, приведённой на рис.3. Потери весеннего стока колеблются от 60 до 130 мм, а летнего - от 40 до 60 мм, при колебании годовых величин от 95 до 190 мм.

При этом между годовыми величинами потерь и испарения связь вообще не прослеживается. Причина такого несоответствия возможно кроется в методически неверном определении потерь либо в несовершенстве инструментальных наблюдений за испарением с суши.

Влага, подверженная криогенной аккумуляции, принимает участие в водном балансе летне – осеннего периода, поступая в русло по мере протаивания деятельного

слоя, частично формируя базисный сток, а частично расходуясь на испарение. Причём в засушливые годы эта влага является основным источником питания рек в течение летнего периода.

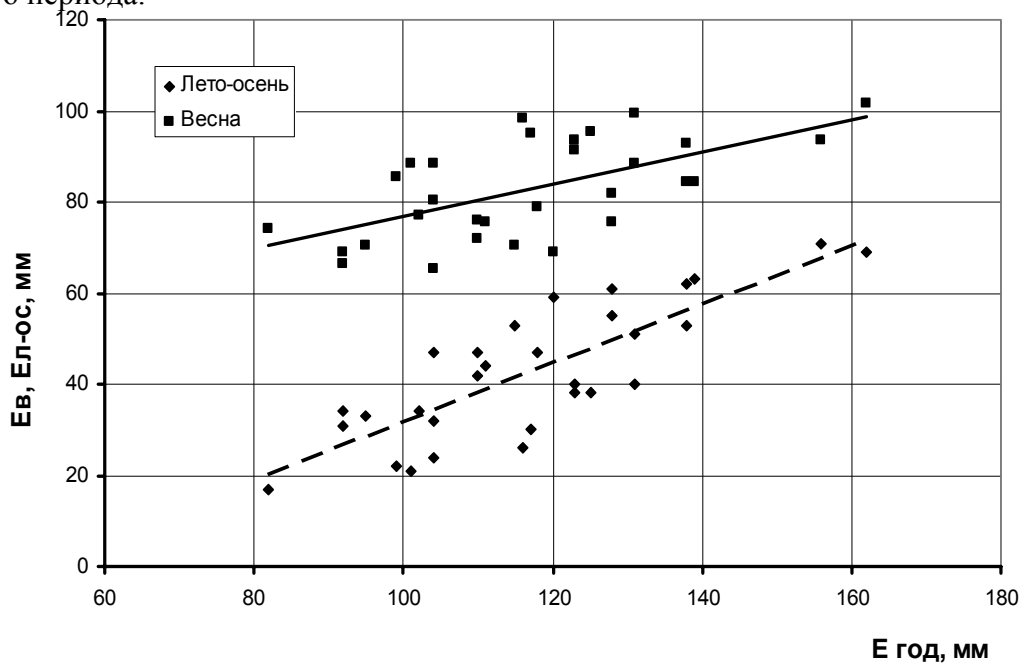


Рис. 3 - Соотношение между измеренными величинами испарения в целом за год (E год) и за отдельные генетические (весенний E_v и летнее – осенний $E_{л-ос}$) периоды по водосбору руч. Южный.

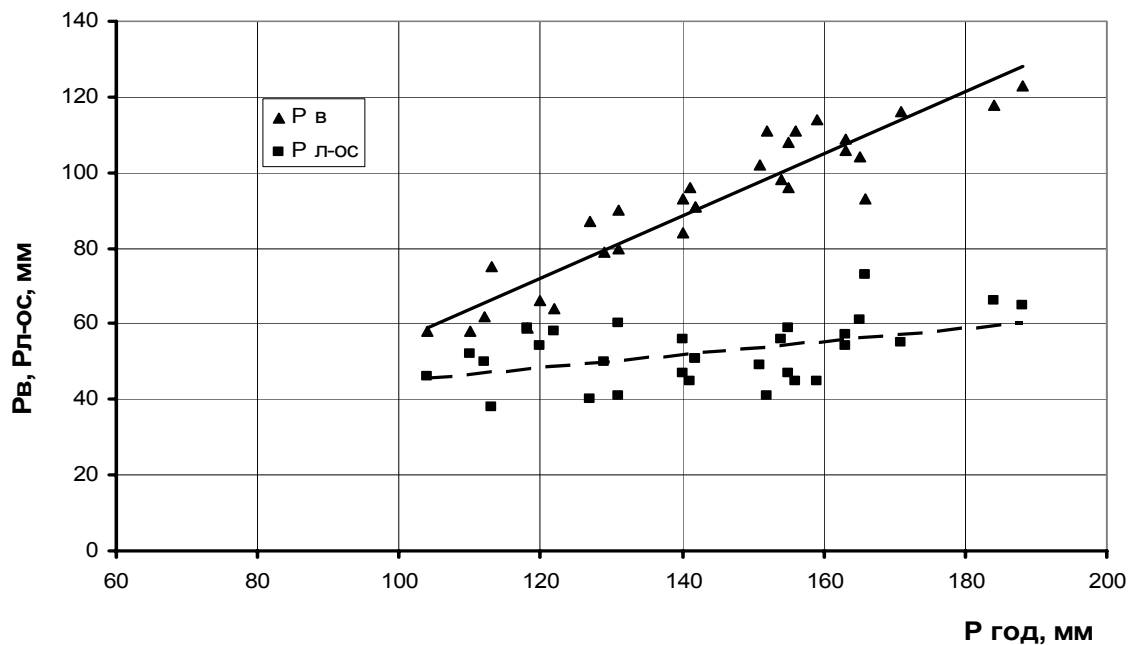


Рис. 4 - Соотношение между величинами годовых потерь, и потерями за отдельные генетические периоды для руч. Южный

Впервые криогенное перераспределение стока на каменных осыпях за счёт образования и вытаивания так называемого «гольцового льда» было описано в

упомянутой выше работе Г.Ф.Грависа. Это явление характерно также и для других горных регионов с распространением многолетнемерзлых пород. Например, для малых водотоков зоны БАМ объём криогенной аккумуляции определён балансовым методом в работе Н.И. Лобанова и В.В.Полтавской [5].

Анализ многолетних наблюдений за стоком с малых водосборов Колымской воднобалансовой станции показал, что криогенное перераспределение стока характерно не только для каменной осыпи, но и для водосборов подгольцовой и таёжной зон. Причём в таёжной зоне эта величина зависит от температурного режима периода снеготаяния и величины снегонакопления [2].

Уравнение водного баланса весеннего половодья малых водосборов в зоне многолетней мерзлоты с учётом эффекта криогенной аккумуляции весеннего стока запишем в несколько ином виде

$$Y_B = (S_m + X) - P. \quad (9)$$

В свою очередь:

$$P = E_g - Z \pm L' \pm \Delta W_g, \quad (10)$$

где E_g – испарение со снега и очистившихся от него участков 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 L' означает, что часть талого стока временно аккумулярована на водосборе в твёрдом виде, и поступит в русло (или израсходуется на испарение) в течение летнего периода, т.е. 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). Поскольку L' и ΔW_g не могут быть непосредственно оценены, а определяются только путём обратных расчётов в рамках выражения (10), их можно объединить. С другой стороны, когда величина конденсации учитывается при измерениях испарения весовым методом, то

$$L' = (S_m + X) - E_g - Y_B \pm \Delta W_g, \quad (11)$$

откуда

$$P = L' + E_g \pm \Delta W_g. \quad (12)$$

Таким образом, потери весеннего половодья слагаются из двух частей: испарения с водосбора E_g и криогенной аккумуляции L' . Если испарение относится к безвозвратным потерям в годовом цикле, то L' относится к временным потерям, участвуя в формировании водного баланса летне – осеннего периода.

Русловой слой стока летне – осеннего периода на малых водосборах слагается из двух генетически неоднородных составляющих: $Y_{л-ос} = Y_x + Y_{баз}$. При этом слой Y_x обусловлен осадками текущего летне-осеннего периода, а базисная составляющая $Y_{баз}$ – криогенным перераспределением части весеннего стока.

Из анализа составляющих водного баланса по руч. Южный за многолетний период видно, что потери на испарение за весеннее половодье для этого бассейна ниже, чем потери на криогенную аккумуляцию. Слой базисного стока летнего периода за многолетний период для этого бассейна колеблется в пределах от 11 до 29 мм. Учитывая вышесказанное, можно предположить, что разница между величиной криогенной аккумуляции L' и слоем базисного стока летнего периода $Y_{б}$, соответствует превышению испарения с переувлажнённых участков склонов, не

зафиксированной стандартными испарителями, т.е. величине, уже учтённой при расчёте весенних потерь:

$$R = L' - Y_{zp} . \quad (13)$$

Причём невязка водного баланса за год хорошо согласуется с величиной R и выражается линией, близкой к линии равных значений (рис.5).

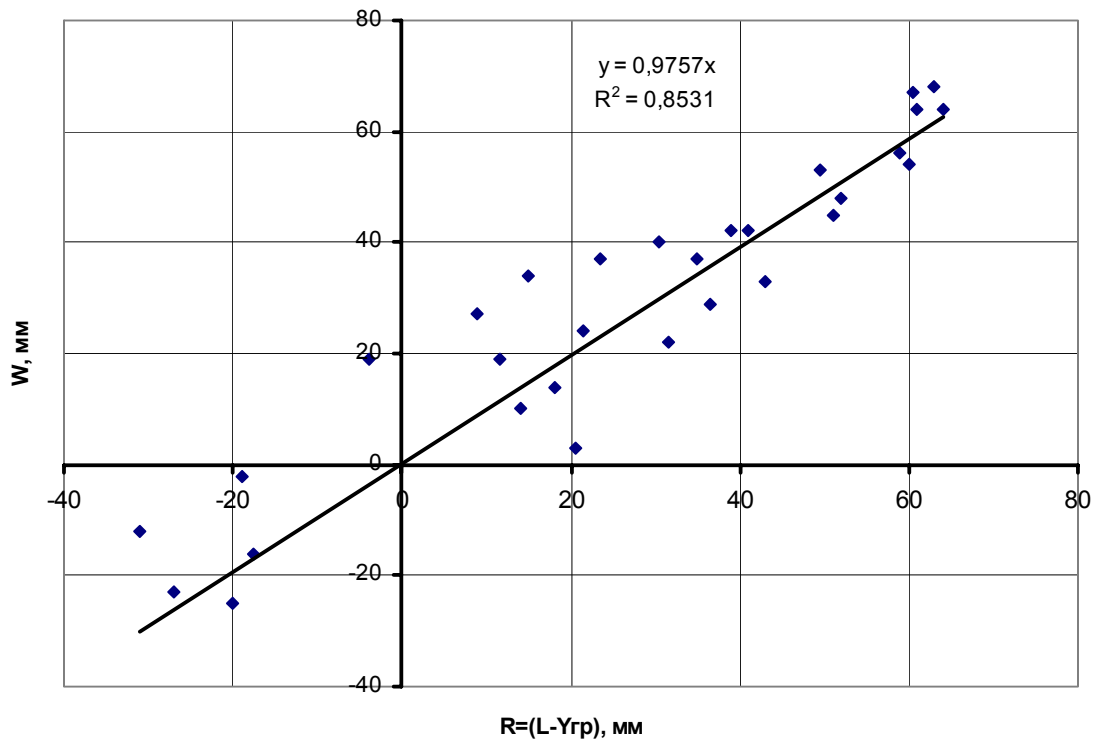


Рис. 5 - Соотношение между невязкой водного баланса за год (W) и параметром R .

На рис.6 представлено соотношение между годовыми величинами потерь и измеренными величинами испарения с почвы с учётом поправки на превышение испарения с переувлажнённых участков. Как видно из графика, эти величины хорошо согласуются между собой.

Поскольку многолетние колебания базисного стока невелики относительно колебания величин L' , а последние находятся в тесной зависимости от температурного режима весны, то и R также определяется суммой температур за период весеннего половодья (рис. 7).

Отрицательные значения R соответствует годам, когда отмечалось многолетнее криогенное регулирование стока.

Формирование составляющих водного баланса на каменной осыпи. Поскольку интенсивность водоотдачи при протаивании деятельного слоя определяется в основном интенсивностью теплового потока от поверхности, то между суммой температур воздуха и слоем базисного стока должна существовать устойчивая зависимость [8]. На рис.8 показано соотношение между слоем грунтового стока и суммой температур за летний период для руч. Морозова. Величина грунтового стока изменяется от 50 мм при сумме температур около 500 градусов до 120 мм - при сумме более 850 градусов. Высокий коэффициент корреляции (более 0,9) свидетельствует о надёжности полученной зависимости. На этом же графике приведена зависимость потерь стока за год по этому водосбору от суммы температур.

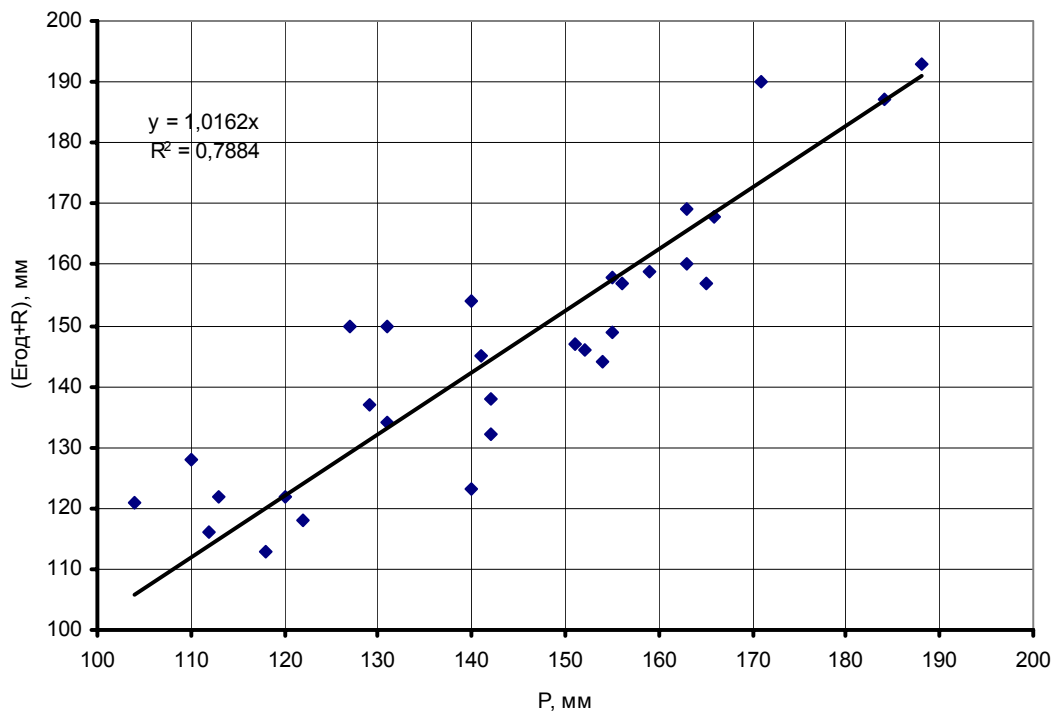


Рис. 6 - Соотношение между величинами потерь стока за год (P) и испарением с суши за год с учётом превышения испарения с переувлажнённых участков.

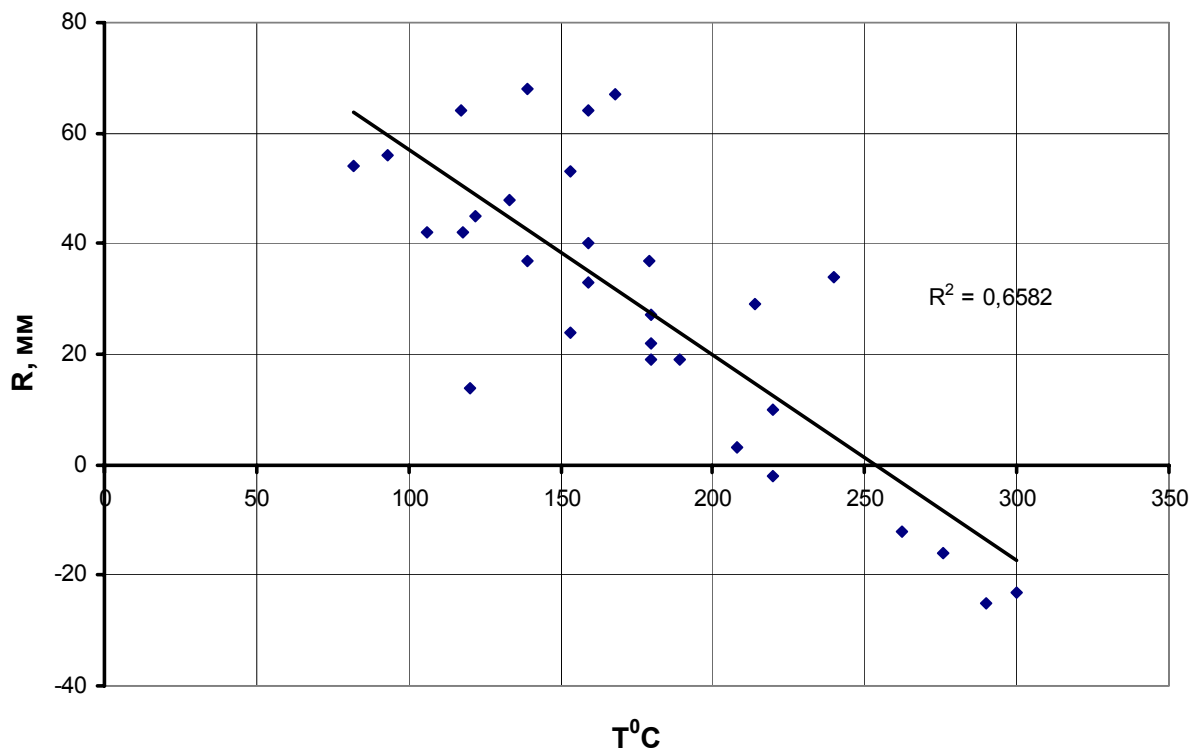


Рис.7 - Зависимость слоя превышения испарения R от суммы среднесуточных температур воздуха за период половодья.

Из приведённого графика следует, что величина годовых потерь стока в бассейне руч. Морозова колеблется от 55 мм при сумме температур около 500 °C до минус 50 мм при сумме температур около 900 °C. При этом сумма температур в 700 °C

является граничной. Если накопленная за летний период сумма меньше этой величины, потери положительны, т.е. происходит криогенное накопление влаги на водосборе.

Если же сумма температур превышает эту величину, происходит обратный процесс - разгрузка накопленных за предыдущий период в твёрдом виде запасов влаги. Впрочем, учитывая зависимость, приведённую на рис. 8, можно сделать вывод, что величина годовых потерь на водосборах, расположенных в гольцовой зоне, определяется объёмом базисного стока, т.е. интенсивностью криогенного регулирования, и практически не зависит от испарения.

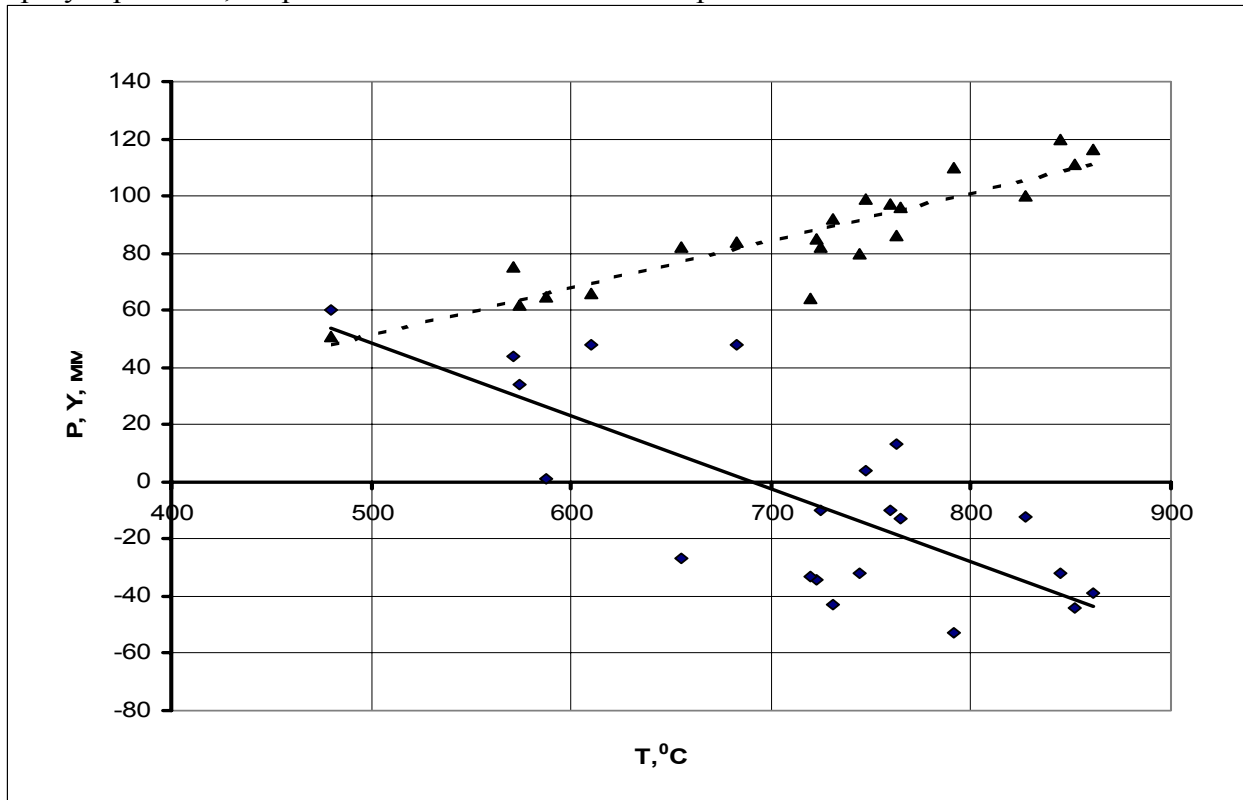


Рис. 8 - Зависимость годовых потерь стока (P , мм), и слоя базисного стока ($Y_{б}$, мм) от суммы температур воздуха за летний период (T , °C) для бассейна руч. Морозова.

Выводы. Формирование водного баланса в зоне низкотемпературных многолетнемёрзлых пород происходит в специфических условиях. Особое значение здесь приобретает эффект криогенного перераспределения весеннего стока между отдельными генетическими периодами. Временно аккумулярованная в твёрдом виде в толще деятельного слоя влага принимает участие в водном балансе летнего периода и по мере протаивания деятельного слоя формирует базисный сток и обеспечивает повышенное испарение с переувлажнённых участков склонов. Объём криогенной аккумуляции зависит от характера подстилающей поверхности, температурного режима, величины снегонакопления. В среднем величина криогенной аккумуляции составляет 50мм, из них на сток в течении летнего периода расходуется 20мм, а на избыточное испарение 30 мм

На склонах, покрытых сфагново–лишайниковым ковром, в течение летне – осеннего периода выделяются две зоны: в верхней части склона, где сезонное оттаивание превышает 25 – 30 см, испарение с суши формируется в основном за счёт перехвата части осадков летнего периода; в нижней части, где склоновый сток в бездождный период формируется за счёт оттаивания мерзлоты, испарение лимитируется только ресурсами тепла. Граница между этими зонами весьма динамична

в течение тёплого периода. Испарение с нижних участков склонов в засушливые периоды значительно превосходит величину испарения с верхних участков. Стандартные приборы, используемые для наблюдений за испарением на наблюдательной сети, в силу своих конструктивных особенностей, не могут моделировать процесс испарения на переувлажнённых склонах. Невязка водного баланса за год, рассчитанная по данным прямых инструментальных наблюдений, хорошо коррелируется с величиной измеренного с помощью лизиметров избыточного испарения.

В гольцовой зоне, где склоновый сток происходит в толще макропористых минеральных отложений, оттаивание мерзлоты обеспечивает высокий базисный сток, и практически не расходуется на испарение. Потери стока за год, так же как и величина грунтового стока, зависят от суммы среднесуточных температур летнего периода.

Список литературы

1. Соколов Б.Л. Особенности гидрологии рек криолитозоны // Труды V Всесоюз. гидрол. съезда. 1988. - Т. 2.- С. 371 – 379.
2. Гравис Г.Ф. Гольцовый лёд и закономерности его образования. //:Подземный лёд.-1965.-Вып.11.- С.100-111.
3. Бояринцев Е.Л., Сербов Н.Г., Попова Н.И. Формирование водного баланса весеннего половодья малых горных водосборов Верхней Колымы (по материалам Колымской воднобалансовой станции) // Вестник Северо–Восточного научного центра ДВО РАН.. - 2006. - №4(8)Б. - С.12 – 19.
4. Шур Ю.Л. Верхний горизонт толщ мёрзлых пород и термокарст. – Новосибирск: «Наука», 1988. -212 с.
5. Лобанов Н.И. Полтавская В.В. Общие черты формирования половодья и расчёт элементов водного баланса за весенний период на реках зоны БАМа \ Труды ДВ НИГМИ. – 1982.-Вып.105.-С.39-37.
6. Бояринцев Е.Л., Михайлов В.Н. Установка для исследования потерь стока на внутрпочвенное задержание // Информационное письмо Колымского УГМС.- Магадан, 1979. - № 3(82)-С.29 - 31.
7. Бояринцев Е.Л., Сербов Н.Г., Довбыш В.Н., Попова Н.И. Экспериментальные исследования испарения и конденсации в горных регионах многолетнемёрзлых пород // Труды VI Всероссийск. Гидрол. съезда.. - Москва, 2006.-С.78-82.
8. Boyarintsev E.L., Serbov N.G., Bolgov M.V. The formation of the runoff of small rivers in the zone of permafrost. XXIV Nordic Hydrological Conference “Nordic water 2006”.- Vingsted, Denmark, 2006. P.444-447.

Механізм криогенного регулювання стоку у формуванні водного балансу малих гірських річок зони багаторічно мерзлих порід.

Алексеев В.Р., Бояринцев Е.Л., Гопченко Е.Д., Сербов Н.Г., Завалий Н.В.

Досліджений механізм криогенного регулювання стоку і дана його кількісна оцінка в умовах перевантаження різних типів підстильної поверхні на прикладі водного балансу малих водозборів Верхньої Колыми.

Ключові слова: , багаторічна мерзлота, випаровування, конденсація, криогенне, регулювання, Колымська водно балансова станція.

The mechanism of cryogenic runoff control at the formation of water balance of small mountain rivers in the area of permafrost rocks.

V.R. Alekseev, Ye.L. Boiaryntsev, Ye.D. Gopchenko, M.G. Serbov, N.V. Zavaliy.

The mechanism of cryogenic runoff control is under study and its quantitative estimation under surcharge of various kinds of underlying surface is given on the example of water balance of small water catchment areas of the Upper Kolyma.

Keywords: , permafrost, evaporation, condensation, cryogenic control, Kolyma water balance station