

## ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ИСПАРЕНИЯ И КОНДЕНСАЦИИ В ГОРНЫХ РЕГИОНАХ ЗОНЫ МНОГОЛЕТНЕМЁРЗЛЫХ ПОРОД

*Рассмотрены метеорологические факторы, и факторы подстилающей поверхности, определяющие интенсивность процессов испарения и конденсации влаги из приземного слоя воздуха на базе экспериментальных исследований, проведённых на Колымской воднобалансовой станции.*

**Ключевые слова:** испарение, конденсация, многолетняя мерзлота.

**Введение.** Формирование водного баланса склонов и малых водосборов рек зоны многолетней мерзлоты происходит в специфических условиях, нигде более не встречающихся. К таким условиям относят деятельный (сезоннотальный) слой, мощность которого динамична во времени и пространстве. Этот слой подстилается сильно льдистыми минеральными грунтами, служащими водоупором для склоновых вод. В период весеннего снеготаяния часть талых вод подвергается повторному замерзанию на склоне в полостях верхнего пористого горизонта почвогрунта. В процессе летнего оттаивания эта влага частично формирует грунтовый сток, частично расходуется на испарение. Таким образом, происходит перераспределение влаги между гидрологическими сезонами. В определённых условиях возможно также многолетнее криогенное регулирование стока.

**Цель исследований.** Целью настоящей работы является обобщение и анализ имеющихся материалов стандартных наблюдений и экспериментальных исследований процессов испарения и конденсации влаги в летний период в условиях многолетнемёрзлых пород.

**Материалы исследований.** Комплексные многолетние наблюдения за составляющими водного баланса в горных регионах зоны многолетнемёрзлых пород производятся на Колымской воднобалансовой станции, основанной в 1948 г. Здесь осуществляются детальные воднобалансовые исследования не только по стандартным приборам и методикам, принятым на гидрометеорологической сети, но и широко используются специальные и экспериментальные наблюдения. Анализ этих материалов позволяет детально изучить особенности формирования отдельных составляющих водного баланса в таких специфических условиях.

**Результаты исследований и их анализ.** Обычно при анализе зависимости процесса испарения с поверхности суши выделяют три стадии. Первая стадия, когда скорость испарения при постоянстве метеорологических условий остаётся во времени почти неизменной, соответствует состоянию полного насыщения влагой верхнего горизонта почвогрунта, а уровень грунтовых вод находится вблизи дневной поверхности. При снижении уровня грунтовых вод состояние полного насыщения испаряющей поверхности может сохраняться до тех пор, пока капиллярный подток будет покрывать расход воды на испарение с поверхности почвогрунта. Таким образом, в этом случае, скорость испарения лимитируется только метеорологическими условиями. По мере опускания уровня грунтовых вод часть пор уже не будет заполняться влагой, влажность верхних слоёв почвы начинает уменьшаться, соответственно уменьшается скорость испарения. Этот период, когда лишь часть пор обеспечивает капиллярный подток к поверхности почвы, соответствует второй стадии. Она продолжается до тех пор, пока уровень грунтовых вод не понизится настолько, что наиболее мелкие поры не смогут уже подпитывать влагой поверхность почвы. При

дальнейшем снижении горизонта грунтовых вод наступает третья фаза испарения, когда капиллярный приток воды к поверхности почвы отсутствует, и почвогрунты начинают просыхать на некоторую глубину. В этой стадии испарение лимитируется скоростью диффузии пара через поры верхнего слоя почвогрунта, а интенсивность испарения продолжает уменьшаться по мере того, как уровень капиллярного поднятия опускается, а просохший слой увеличивается.

В специфических условиях региона многолетнемёрзлых пород при неглубоком сезонном протаивании и макропористом характере подстилающей поверхности даже в пределах относительно небольших площадей могут одновременно иметь место все три стадии испарения. В весенний и начале летнего периодов, когда глубина оттаивания не превышает 0,1 – 0,4 м, первая стадия испарения распространена практически повсеместно, за исключением участков, сложенных крупнообломочной каменной осыпью. По мере увеличения протаивания площадь «неограниченного» увлажнения сокращается, сохраняясь к концу тёплого периода только на крутых склонах северной экспозиции и прирусловых участках водотоков.

Исследованиями испарения в горно – таёжных регионах крайнего Северо – Востока России посвящены работы А.С. Кузнецова, А.И.Ипатьевой, А.С.Корековцева [4,6], других исследователей. Подробный анализ процессов формирования испарения с суши в районе трассы БАМ, по материалам Моготского воднобалансового полигона, выполнен Н.Г. Василенко [3].

Наиболее развита сеть наблюдений за испарением с суши была на Колымской воднобалансовой станции, где на площади в 22 км<sup>2</sup> в отдельные годы наблюдения велись на 3 – 5 почвенно - и одной - водноиспарительной площадке. Непрерывными наблюдениями охвачен период с 1964 по 1989 годы. Здесь проводились специальные и экспериментальные наблюдения за испарением по лизиметрам и испарителям, разработанным для местных условий, а результаты их частично опубликованы в [10].

Наиболее характерным типом испаряющей поверхности в таёжной зоне является сфагново – лишайниковый «ковёр», лежащий на хорошо промытом элювиально-делювиальном щебне, который в зимний период находится в морозном состоянии, т.е. макропоровое пространство имеет отрицательную температуру, но свободно ото льда. Мощность слоя «сухой мерзлоты» в среднем составляет 15 – 20 см, а ниже расположен переходный слой», 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 ресурсами тепла. Как только фронт оттаивания достигает горизонта «сухой мерзлоты», скорость оттаивания возрастает. При этом макропористый слой дренирует поверхностные воды, и наблюдается резкое снижение 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 только за счёт перехвата атмосферных осадков. Увеличиваются потери стока на перехват, но значительно сокращается испарение в бездождные периоды, а грунтовое питание водотоков возрастает.

Сфагновые мхи относятся к гигрофитам, объёмная влажность которых достигает тысяч процентов, поэтому моховая подушка обладает огромной водоудерживающей способностью. Её мощность (вместе со слоем торфяника) на склонах изменяется от 80 – 100 см у подножья до полного исчезновения в приводораздельной части, а в среднем в пределах склона, по данным специальных съёмов, составляет около 30-ти сантиметров.

Таким образом, склон в течение тёплого периода разделяется как бы на две контрастные зоны – зону, где испарение лимитируется наличием влаги, и зону избыточного увлажнения, где лимитирующим является фактор тепла. Граница раздела между ними в течение тёплого периода весьма динамична. В начале весны зона переувлажнения соответствует степени покрытости водосбора снегом; затем отмечается резкое её сокращение, особенно в зоне гольцов и на склонах южной экспозиции. К моменту окончания половодья (в среднем до 20-го июня) снег сохраняется только в тальвегах и у подножия солифлюкционных бугров, и площадь переувлажнения практически совпадает с площадью, занятой сфагново – лишайниковой растительностью.

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 съёмок, проведённых на КВБС в 1985 году, к концу весеннего половодья (середина июня) зона переувлажнения занимала около 80% площади северных склонов и только 40% - южных. В конце лета (третья декада августа) она сократилась, соответственно, до 20% и 6%.

Эти исследования также показали, что испарение с переувлажнённых участков, где уровень грунтовых вод находится в зоне мохового очёса (на глубине 15 - 25 сантиметров от дневной поверхности), несколько выше, чем на дренируемых участках. Как только подпитка с горизонта грунтовых вод прекращается, испарение обеспечивается главным образом за счёт сокращения влагозапасов дернины. Именно такие условия моделируются стандартным испарителем. Следует отметить, что испарение в этом случае обеспечивается за счёт влаги, перешедшей с весеннего периода, и уже учтённой в годовом водном балансе, а не за счёт осадков летнего периода. При стоянии уровня грунтовых надмерзлотных вод в зоне живого мха ( $Z=0,15\text{м}$ ) испарение, измеренное с помощью лизиметров, значительно выше, по сравнению с данными стандартного испарителя; при снижении уровня до зоны торфяника ( $Z=0,20\text{м}$ ), превышение испарения по лизиметру сокращается до 20%; если же уровень опускается до дренирующего горизонта ( $Z=0,30\text{м}$ ) показания приборов практически совпадают [2].

Анализ также показал, что испарение со сфагнума (при  $Z=0,15\text{м}$ ) в дневную часть суток значительно превышает испарение с водной поверхности. Это связано с большой удельной поверхностью мха, а также с различием температуры испаряющей поверхности. Так, например, 11 июля 1983г. в 15 час. при температуре воздуха  $28^{\circ}\text{C}$  поверхность сфагнума прогрелась до  $42^{\circ}\text{C}$ , а температура воды в испарителе составила всего  $18^{\circ}\text{C}$ . Недоучёт особенностей формирования испарения на различных участках склона может привести к ошибочным выводам и оценкам при воднобалансовых расчётах.

Одним из наиболее дискуссионных вопросов формирования водного режима в горных регионах с повсеместным распространением многолетнемёрзлых пород является процесс конденсации паров воздуха в толще деятельного слоя. Так, на основании данных экспериментов, проведённых в различных районах Магаданской области, И.Т.Рейнюк [7] приходит к выводу, что «количество конденсационной воды резко меняется из года в год, и в среднем составляет 500мм». Эта величина до настоящего времени цитируется в научной литературе, несмотря на то, что она значительно превышает годовой максимум осадков, зафиксированный более чем за сорокалетний период наблюдений на КВБС. По тем же данным, в августе 1950г зафиксированный слой конденсата составил 1мм, а в августе 1951г. – 861мм. В то же

время, в августе 1950 года слой стока ручья Встреча, в бассейне которого производились эксперименты, составил 74 мм при слое осадков 106 мм. Август 1951 года был одним из самых маловодных за весь период наблюдений – слой стока равнялся 13 мм при осадках 19 мм. Несоответствие величин очевидно.

Данные о конденсации влаги, содержащейся в поровом воздухе внутри грунта, как источнике питания грунтовых вод, приводятся также в работах В.В.Климочкина [5], В.В. Шепелева [9], других авторов.

Принцип работы приборов, используемых для наблюдений за внутригрунтовой конденсацией, одинаков. Это цилиндры различного диаметра и высоты, выполненные из металла, пластмассы или дерева, заполненные характерным для данной территории грунтом. Верхняя, возвышающаяся над землёй часть цилиндров защищена (или не защищена) от попадания осадков, а в нижней предусмотрено водосборное устройство, расположенное в специальном шурфе. Высота цилиндров составляет от одного до 2,5 метра. При этом непонятно, каким образом происходит воздухообмен, без которого процесс конденсации в принципе невозможен, в замкнутом с трёх сторон монолите. Слой водоотдачи из монолита отождествлялся с конденсацией.

В 1969 г. А.С.Кузнецовым [6] была предложена несколько иная конструкция установки для наблюдений за конденсацией водяных паров в толще каменных осыпей. Принципиальное отличие этих установок заключалась в том, что стенки как внутреннего куба, куда загружался обломочный материал, так и внешнего, был выполнен из металлической сетки, что обеспечивало близкий к естественному режим внутрипочвенной температуры и влажности. До 1975 года установка располагалась в бассейне руч. Встреча вблизи дождемерного пункта № 7. Затем под руководством А.С.Корековцева он был перенесён в гольцовую зону ( в бассейн руч. Морозова). Водоотдача из монолитов за весь период наблюдений не зафиксирована.

Для наблюдений за конденсацией на КВБС использовался похожий прибор, позволяющий в значительной степени приблизить термический и влажностный режим монолита к естественным условиям. Он состоял из двух цилиндров, изготовленных из металлической сетки. В цилиндр меньшего диаметра загружался исследуемый каменистый грунт, внешний цилиндр предохранял от осыпания грунта, а специальная крышка – от попадания осадков [ 1 ]. Прибор устанавливался в толще каменной осыпи, ниже дневной поверхности, вблизи того места, где проводил свои исследования И.Т.Рейнюк. За шесть лет наблюдений водоотдачи из монолита не наблюдалось.

Для данной территории характерен резкий внутрисуточный ход температур приземного слоя воздуха. Причём, амплитуда этих колебаний находится в тесной зависимости от высоты местности. Если в высотной зоне до 1000 метров (зона тайги), минимальная температура поверхности почвы в летний период часто опускается ниже 0<sup>0</sup>С, то в гольцовой зоне такое явление летом может наблюдаться только в случае затока холодного воздуха при прохождении циклонов. При антициклональном типе погоды за счёт большой теплоёмкости каменный материал в ночной период не успевает выхолодиться, и минимальная температура здесь всегда значительно выше значений, которые отмечаются в таёжной зоне, и, как правило, выше точки росы. В июле 1984 г. на КВБС производились параллельные наблюдения за метеорологическими параметрами приземного слоя воздуха. Для этого на специальных штангах устанавливались психрометрические пары (сухой и смоченный термометры) на уровне земли и на высотах 0,0, 0,05, 0,1, 0,2, 0,5, 1,0 и 1,5 метров от земной поверхности. Одна из установок располагалась на метеоплощадке «Нижняя» в таёжной зоне на высоте 848 м, вторая – в гольцовой зоне, в бассейне руч. Морозова, вблизи дождемерного пункта № 38 на отметке 1250 м. Измерения производились параллельно в течение пяти суток с интервалом в два часа. В качестве примера на рис. 1 показано

изменение температуры приземного слоя воздуха (до высоты 1,5 м ) в дневной (14 часов) и ночной (04 часа) сроки наблюдений 8 июля 1984 года.

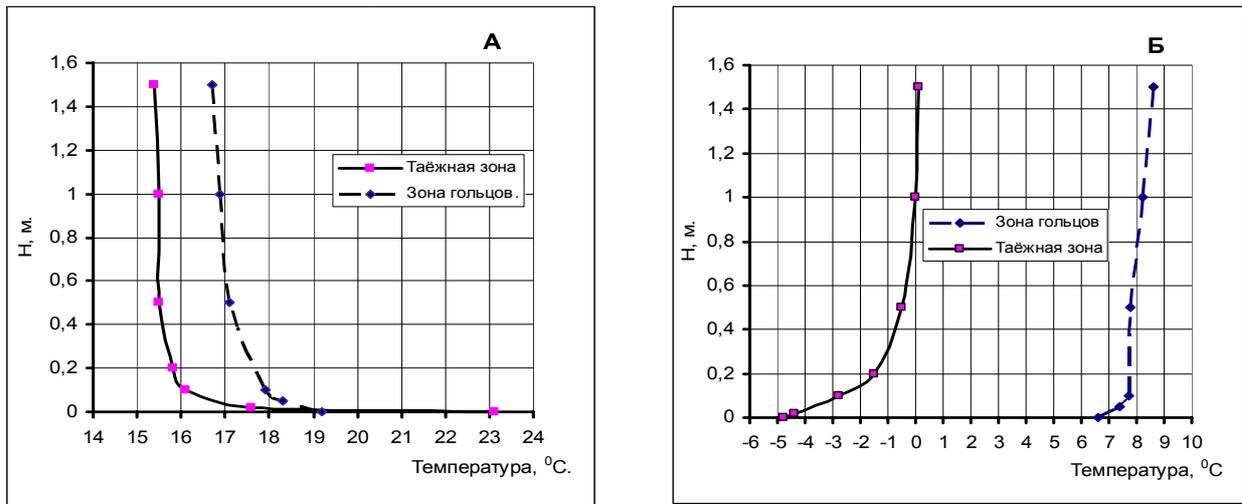


Рис.1 - Изменение температуры приземного слоя воздуха с высотой в дневной (14 часов, А) и ночной (04 часа, Б) сроки наблюдений 8 июля 1984 года.

В дневные часы температура воздуха на земной поверхности в зоне тайги превысила  $23^{\circ}\text{C}$ , на высоте 0,05 м - уменьшилась до  $17,7^{\circ}\text{C}$ , а выше 0,5 м - оставалась стабильной, близкой к  $15,5^{\circ}\text{C}$ . В гольцовой зоне в это же время поверхность камней прогрелась только до  $19,2^{\circ}\text{C}$ , а выше 0,5 м была близка к  $17^{\circ}\text{C}$ . В ночные часы температурный режим был более контрастным. В зоне тайги в приземном слое до высоты 1 м отмечалась отрицательная температура, причём на земной поверхности она достигла минус  $5,7^{\circ}\text{C}$  и возросла до минус  $1,7^{\circ}\text{C}$  на высоте 0,2 м и до  $0,2^{\circ}\text{C}$  - на высоте 1,5 м.

В гольцовой зоне на поверхности камней температура ночью составила  $6,8^{\circ}\text{C}$ , а на высоте 1,5 м повысилась до  $8,7^{\circ}\text{C}$ . При этом в таёжной зоне ночью температура всего приземного слоя была ниже точки росы, а в гольцовой зоне – значительно выше. Таким образом, условия для активного росообразования в ночной период складываются только на отметках, расположенных ниже границы растительности. Действительно, при антициклональной погоде слой росообразования, по данным наблюдений на КВБС, составляет приблизительно 0,3 – 0,5 мм. Но эта влага задерживается ворсистым растительным и напочвенным покровом, и испаряется в атмосферу в первые часы после восхода солнца.

На рис.2 показан «зонтик» распределения температур почвогрунта и приземного слоя воздуха внутри суток 28 июля 1979 года. Амплитуда температуры на поверхности мерзлотно- таёжной почвы составил около сорока градусов (от минус пяти градусов в час ночи, до  $34^{\circ}\text{C}$  - в шестнадцать часов). Смена знака вертикального градиента температуры грунта происходит приблизительно в 7 и 19 часов. На глубине около 0,05 м амплитуда внутрисуточных колебаний температуры резко сокращается ( до  $6^{\circ}\text{C}$ ), а на глубине 0,2 м - практически затухает. В период примерно с 19 часов предшествующих суток до семи часов последующих имеет место «ночная» или «зимняя» стратификация температур. При этом градиент температуры в верхнем слое почвы направлен вниз, в силу чего поток водяного пара направляется вверх. Постепенно градиент температур в этом слое нарастает и достигает максимума в момент наибольшего охлаждения грунта. Влага, переносимая из нижних, более тёплых слоёв грунта, осаждается на нижней поверхности камней или растительной дернины в виде кристаллов льда или капель воды. На поверхности почвы в это время происходит

активное росообразование. В этом случае весь цикл от захода солнца и до его восхода имеет своим следствием непроизводительную потерю влаги из почвы, поскольку весь конденсат в дневные часы испаряется в атмосферу.

В осенний и раннезимний периоды, когда деятельный слой ещё полностью не промёрз, наблюдается наиболее активный массоперенос в толще макропористых почвогрунтов. В это время вблизи границы оттаивания температура близка к нулю, а на поверхности опускается до минус 30 – 40 °С. Устанавливается полностью зимняя стратификация температуры грунта. Парообразная влага сублимируется на нижней поверхности камней или растительной дернины, образуя постепенно уплотняющуюся массу в виде гирлянд и щёток ледяных кристаллов. При установлении снежного покрова зона наибольших градиентов смещается в его толщу, и в этом случае происходит увеличение снегозапасов за счёт переноса и сублимации внутрпочвенной влаги.

В целях количественной оценки массопереноса зимой 1985 года был поставлен следующий эксперимент. Четыре металлических цилиндра высотой 25 см и площадью основания 500 см<sup>2</sup>, нижнее основание которых закрыто сетчатым дном, а верхнее оставалось свободным, заполнялись грунтом. После наступления устойчивых отрицательных температур воздуха цилиндры взвешивались и вкапывались вровень со склоном. Глубина максимального протаивания в месте проведения эксперимента составляла 1,5 – 1,6 м.

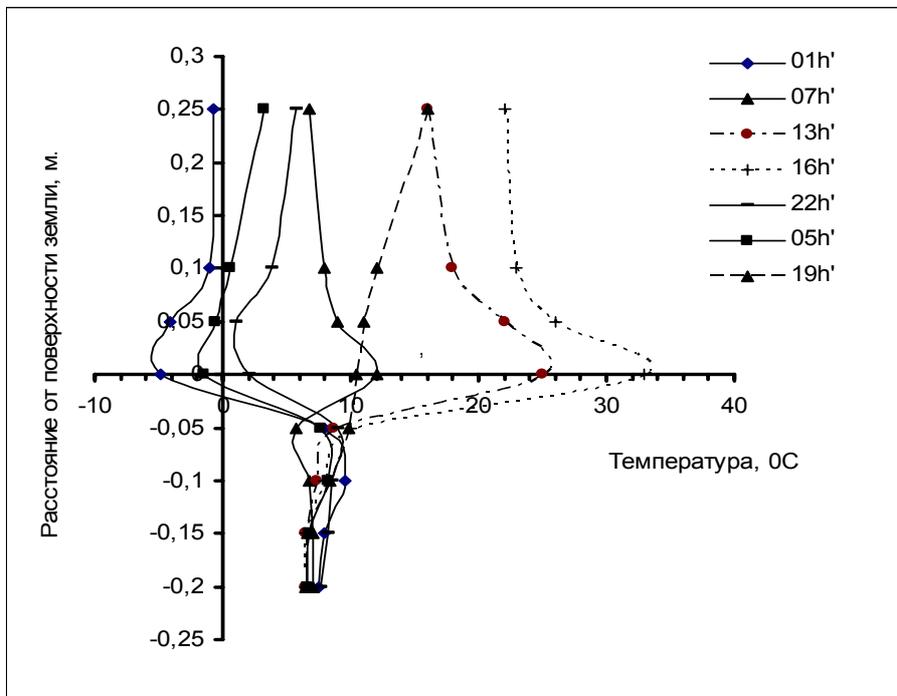


Рис.2 - Распределение температуры грунта и приземного слоя воздуха 28 июля 1979 г.

Перед установлением снежного покрова на поверхность грунта укладывалось шесть кусков фанеры. Ежедекадно они осторожно извлекались из – под снега и весовым методом определялся объём отложившегося на нижней поверхности сублиманта. Оказалось, что за период с сентября по январь суммарный слой, средний по шести точкам наблюдений, составил 8 миллиметров. Наиболее активный массоперенос (4мм) наблюдался в третьей декаде октября, после резкого похолодания, и практически затух к середине января, после полного промерзания деятельного слоя. Монолиты извлекались из грунта в начале апреля, задолго до начала снеготаяния. Их повторное взвешивание производилось в холодном помещении, после тщательной очистки снега с их поверхности. Оказалось, что в течение зимнего периода запас влаги в монолитах возрос в среднем на 24мм. Причём, в процессе оттаивания из них вытекло от 14 до 17 миллиметров влаги. По мере оттаивания деятельного слоя в весенне-летний период сублимант, претерпевая многократные фазовые превращения, вместе с тальми водами частично восполняет дефицит почвенно – грунтовой влажности, частично участвует в склоновом стоке и расходуется на испарение.

Увеличение влагозапасов верхнего слоя почво-грунтов за счёт миграции влаги при промерзании характерно и для других климатических зон. Так, по данным Н.В.Соколовой [8], в бассейне реки Вятки и на Подмосковной стоковой станции увеличение влагозапасов верхнего 50-ти сантиметрового слоя почвы к концу зимы достигает 30 - 40мм.

Интенсивная конденсация паров из приземного слоя воздуха происходила в весенне-летний период на массивных металлических трубах конденсаторов, выступающих на 80 см над поверхностью грунта в опытах И.Т.Рейнюка. Причём, площадь конденсации не ограничивалась величиной входного отверстия, а соответствовала площади внутренней поверхности труб, т.е. была в десятки раз больше. По гладким стенкам эта влага стекала внутрь и накапливалась над верхней границей замёрзшего грунта, медленно перемещаясь вниз по мере его оттаивания, и суммируясь с влагой, накопленной в монолитах за счёт сублимационных процессов зимой. После оттаивания монолита происходил своего рода «выброс» всей накопившейся влаги, количество которой превосходило климатические величины осадков в этом регионе.

#### **Выводы:**

1. Криогенное перераспределение влаги между сезонами играет большую роль в формировании водного баланса горных водосборов зоны многолетней мерзлоты.
2. Активное росообразование происходит только в зоне тайги, ниже границы инверсии. В гольцовой зоне температура поверхности грунта выше точки росы, что исключает возможность росообразования.
3. Появление влаги в конденсационных установках является следствием конструктивных недостатков приборов. В естественных условиях испарение в дневные часы значительно превышает конденсацию ночью, даже в зоне инверсии.

#### **Список литературы**

1. Бояринцев Е.Л., Михайлов В.Н. Прибор для наблюдений за конденсацией в каменной осыпи. - Информационное письмо Колымского УГМС № 3(82). - Магадан, 1979. - С. 31 - 32.
2. Бояринцев Е.Л. Азональные факторы формирования дождевого стока на территории Колымской ВБС // Труды ДВНИГМИ, 1988. - Вып. 135. - С. 67 – 93.
3. Василенко Н.Г. Испарение с поверхности водосбора в районе распространения многолетнемерзлых пород // Сборник работ по гидрологии. - 1988. - №20. - С. 3-16.
4. Ипатьева А.И., Корековцев А.С. Сравнительные данные об испарении с почвы на Северо – Востоке СССР // Горно – таёжные зоны Сибири и Дальнего Востока. – Л.: Гидрометеиздат, 1977. - С. 114 – 119.
5. Климовкин В.В. К вопросу о роли конденсации в формировании ресурсов грунтовых вод // Вопросы гидрологии криолитозоны. - Якутск, 1974. - Вып.1. - С. 158 – 165.
6. 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.
7. Рейнюк И.Т. Конденсация в деятельном слое вечной мерзлоты // Труды ВНИИ-1. - Магадан, 1959. - Т. 13. - С. 287-309.
8. Соколова Н.В. Исследование закономерностей миграции влаги при промерзании почвы // Труды ГГИ. - Л.: Гидрометеиздат, 1980. - Вып.268. - С. 30-38.
9. Шепелёв В.В. Роль процессов конденсации в питании подземных вод мёрзлой зоны // Взаимосвязь поверхностных и подземных вод мёрзлой зоны. - Якутск, 1980. - С. 43 – 56.
10. Boyarintsev E.L., Serbov N.G., Bolgov M.V. The formation of the runoff of small rivers in the zone of permafrost // XXIY Nordic Hydrological Conference “Nordic water 2006”. - Vingsted, Denmark. - 2006. - NHP Report No.49. – P.444-447.

#### **Експериментальні дослідження випаровування та конденсації в гірських регіонах багаторічномерзлих ґрунтів. Бояринцев Є.Л., Гопченко Є.Д., Сербов М.Г., Завалій Н.В.**

*На підґрунті експериментальних досліджень, які були проведені на Колимській воднобалансовій станції, розглянута роль метеорологічних факторів та підлеглої поверхні у формуванні випаровування та конденсації вологи з приземного шару повітря в зоні багаторічної мерзлоти.*

**Ключові слова:** випаровування, конденсація, багаторічна мерзлота.

#### **Experimental researches of evaporation and condensation in mountain regions of area of long-term frozen breeds. E.L.Boyarintsev, E.D.Gopchenko, N.G.Serbov, Zavaliy N.V.**

*Meteorological factors, and factors of laying surface, determining intensity of processes of evaporation and condensation of moisture from the ground layer of air on the base of the experimental researches conducted on the Kolimsky water balance station are considered. Keywords: evaporation, condensation, long-term frozen condition of ground.*