

Оценка репрезентативности выбранного периода

Река – створ	Период наблюдений (годы)	Ошибка в определении (Q_{cp}), %	Ошибка в определении (Cv), %
Неман – г. Гродно	1947 - 1981	-3	3
Западная Двина - г. Витебск	1947 - 1981	-5	-1
Днепр – г. Орша	1947 - 1981	-6	0
Днепр – г. Речица	1947 - 1981	-6	9
Березина - г. Бобруйск	1947 - 1981	0	8
Сож - г. Славгород	1947 - 1981	-10	-2
Припять - г. Мозырь	1953 - 1981	8	8

пространственных колебаниях гидрологических характеристик прослеживается определенная синхронность. Короткие репрезентативные периоды могут быть использованы при регулировании стока рек, выборе параметров гидротехнических сооружений, гидравлических расчетах линейных и сетевых сооружений гидромелеоративных систем, разработке экологических мероприятий на водосборах.

По результатам анализа разностных интегральных кривых, с учетом рекомендаций А.Г.Булаво [4], за расчетный нами принят период с 1947 по 1981 год для малых рек бассейнов Немана, Западной Двины, Днепра. Наличие асинхронности колебаний стока реки Припять относительно перечисленных выше рек дало основание к индивидуальному подходу в исследовании ее гидрологического режима. Для реки Припять за расчетный принят период с 1953 по 1981. Анализ точности оценки определения нормы годового стока и коэффициента вариации также свидетельствует о репрезентативности выбранного периода (таблица 2).

УДК 551.579.2(476)"324"

Валуев В.Е., Волчек А.А., Мешик О.П.

ФАЗОВЫЕ ПРЕВРАЩЕНИЯ АТМОСФЕРНЫХ ОСАДКОВ НА ТЕРРИТОРИИ БЕЛАРУСИ В ЗИМНИЙ ПЕРИОД

Климат территории Беларуси определяется, главным образом, ее географической широтой, долготой и высотой над уровнем моря, циркуляцией атмосферы и характером земной поверхности. Зимой тепловой режим формируется, в большей степени, за счет адвективной составляющей турбулентного теплообмена приземной атмосферы, и погода зависит, в основном, от атмосферной циркуляции. Перемещение атлантических воздушных масс вглубь континента, в зимний период, почти всегда связано с циклонической деятельностью, сопровождающейся повышением температуры и относительной влажности воздуха, выпадением атмосферных осадков. По мере продвижения на восток теплый воздух охлаждается, теряет часть влаги и трансформируется в континентальный. Приток воздушных масс с Атлантики чередуется с их поступлением из других географических областей, в частности, с юга и юго-востока, что и создает характерную для территории Беларуси "пестроту" типов погоды. За начало и конец зимнего периода традиционно принимаются даты переходов среднесуточных температур воздуха через 0°C. Почти на всей исследуемой территории зима наступает в ноябре и продолжительность зимнего периода изменяется от 105 дней на юго-западе до 145 дней на северо-востоке. Устойчивый снежный покров устанавливается на большей части территории в де-

Таким образом, анализ пространственно-временной изменчивости позволил определить закономерности распределения тепловлагоресурсов по территории Беларуси, дать количественную и качественную оценку периодичности колебаний основных элементов водного баланса. Предлагаемая методика оценки репрезентативности выбранного периода позволяет минимизировать ошибки и автоматизировать процесс трудоемких вычислений.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ

1. Рождественский А.В., Чеботарев А.И. Статистические методы в гидрологии. - Л.: Гидрометеоздат, 1974.- 424с.
2. СНИП 2.01.14-83. Определение расчетных гидрологических характеристик / Госстрой СССР. - М.: Стройиздат, 1985.-36с.
3. Булаво А.Г., Водный баланс речных водосборов. - Л.: Гидрометеоздат, 1971. - 304 с.
4. Анализ однородности гидрологических рядов (методические рекомендации), Минск, ЦНИИКИВР, 1985.

кабре и лишь на северо-востоке - в конце ноября и держится, соответственно, от 1,5 до 4 месяцев. В среднем устойчивый снежный покров наблюдается от 75 до 131 дня [1]. В теплые зимы, из-за частых и интенсивных оттепелей, снежный покров в отдельных регионах может отсутствовать. Оттепели в Беларуси достигают в среднем 45...50 дней за зимний период. Окончание зимнего периода приходится на вторую (юго-западная) и третью (центральная и северо-восточная части Беларуси) декады марта. В отличие от летнего периода, когда вода существует в двух фазах (жидкая и газообразная), зимой добавляется твердая фаза (снег и лед). Фазовые превращения воды, сопровождающиеся поглощением или выделением значительного количества тепла, приурочены к переходным периодам года и все чаще проявляющимся оттепелям зимой. Все это требует количественной оценки вод, содержащихся в снеге, льде, временно промерзшей почве и, безусловно, участвующих в переходные периоды в процессах испарения, влагонакопления, формирования паводков и др.

Связующим звеном в процессе тепловлагообмена на уровне деятельной поверхности является суммарное испарение, а уравнение теплоэнергетического баланса испаряющего слоя имеет вид [2]

Валуев Владимир Егорович. Профессор каф. сельскохозяйственных гидротехнических мелиораций.

Волчек Александр Александрович. Доцент каф. сельскохозяйственных гидротехнических мелиораций.

Мешик Олег Павлович. Старший преподаватель каф. сельскохозяйственных гидротехнических мелиораций. Брестский политехнический институт (БПИ). Беларусь, г. Брест, ул. Московская, 267.

$$R^+ + P^+ + C + B^+ = B^- + LZ + P^- + I_m, \quad (1)$$

где R^+ - коротковолновый приход солнечной энергии в светлое время суток; P^+ - приток (адвекция и конвекция) тепла от атмосферы к деятельному слою; P^- - увеличение теплосодержания приземного воздуха в процессе турбулентного теплообмена с поверхностью деятельного слоя; B^+ , B^- - соответственно, уменьшение (увеличение) теплосодержания деятельного слоя; $C = C' + LC$ - приход в деятельный слой тепла гидрометеоров (C'), имеющих более высокую, чем земная поверхность, температуру, и тепла конденсации водяных паров (LC); I_m - длинноволновое излучение за радиационно-темное время суток; LZ - суммарное испарение.

Вклад различных составляющих в результирующую уравнения (1) в течение года неодинаков. Для Беларуси, в зимний период, характерен незначительный приход коротковолновой радиации (R^+) (суммарно-280...360 мДж/м²), примерно 50% от поступающей в июле солнечной радиации, хотя сумма ($R^+ + P^+$) и в это время остается основной приходной статьёй уравнения теплоэнергетического баланса (1). Как показали наши исследования [3], величина теплообмена деятельного слоя ($B = B^+ + B^-$) находится в тесной связи со скомпенсированным радиационным балансом (R) и турбулентным теплообменом приземной атмосферы ($P = P^+ + P^-$). Снежный покров, обладая малой теплопроводностью, препятствует интенсивному выхолаживанию почвенного слоя. В отдельных случаях, наличие снежного покрова приводит к оттаиванию почвы под действием тепла, накопленного в глубинах почвогрунтов. Величина (C'), в связи с отмеченной выше изменчивостью погоды зимнего периода, существенна в приходной части уравнения (1). Так, инфильтрация жидких атмосферных осадков способна косвенно привести к увеличению теплосодержания снежного покрова в последующие периоды. Процессы испарения (LZ) и конденсации (LC)-разновременны и рассматриваются нами в системе тепловлагомассообмена, где задействованы большие количества тепла и воды. Важной величиной, неучтенной в уравнении (1), является расход (приход) тепла в результате фазовых превращений воды в толще снега, льда, в сезоннопромерзающем слое почвогрунтов ($\pm ALZ_m$) - при фазовых переходах первого рода (плавление, таяние, замерзание). Фазовые переходы внутри этих слоев приводят к локальному выделению или поглощению тепла. Тепловой баланс снежного покрова определяется, прежде всего, приходом коротковолновой радиации, которая почти полностью поглощается в его толще. Ослабление потока радиации в зависимости от глубины снега описывается экспоненциальным законом Беера [4]

$$Q = Q_0 \exp(-kz), \quad (2)$$

где Q - количество коротковолновой радиации, достигающей глубины (z); Q_0 - количество коротковолновой радиации на поверхности снежного покрова; $k = f(\rho_{сн})$ - коэффициент поглощения радиационного тепла.

Исследования, проведенные П.П. Кузьминым [9], показали, что в верхнем пятисантиметровом слое снега поглощается 34...88% радиации, в слое 10см - 56...98% и в слое 60см - вся радиация. В связи с большей плотностью льда ($\rho_l > \rho_{сн}$), в его толщу коротковолновая радиация проникает на глубину до 10м. Большая часть поступившего тепла (коротковолновой радиации и других теплоресурсов) расходуется на испарение снега и сублимацию льда. При этом, испаряются как непо-

средственно снег и лед (твердая фаза), так и вода. Теплозатраты этого процесса наибольшие, так как тепло тратится на таяние снега (перевод воды из твердой фазы в жидкую) и непосредственно на испарение воды (переход воды из жидкой фазы в газообразную). Испарение с поверхности снега и сублимация льда - процессы насыщения воздуха водяными парами, протекающие под воздействием ряда климатических факторов и требующие больших затрат тепла. Эти процессы возможны, когда упругость водяного пара, по температуре воздуха (e_g) на высоте (h), меньше упругости водяного пара, насыщающего пространство, по температуре поверхности снега или льда (e_n). При полном насыщении водяными парами слоя воздуха, расположенного над испаряющей поверхностью, процесс испарения прекращается. По опытным данным установлено два основных типа испарения с поверхности снега [5]: адвективный, происходящий под воздействием притока теплых воздушных масс, и солярный, где участвует тепло солнечной радиации. В Беларуси преобладает первый тип испарения, обусловленный приходом теплых воздушных масс с Атлантики. Большое значение имеет залесенность исследуемой территории. Как отмечает А.В. Павлов [6], радиационный баланс лесных массивов намного больше, чем открытых участков. Солнечная радиация повышает интенсивность испарения снега в конце зимы - начале весны, когда ее суммарная величина превышает 5-7 мДж/м² в сутки. Расход воды на испарение по данным различных авторов [7 и др.], по отношению к запасам влаги в снежном покрове, составляет 20...50%. В результате наблюдений [8], установлена большая временная изменчивость испарения снежного покрова, значительно превосходящая изменчивость ряда гидрометеорологических характеристик. Поэтому, для получения корректных сведений о норме испарения снега ($E_{сн}$), необходимо иметь длительные ряды экспериментальных наблюдений. Вообще, постановка вопроса о норме испарения с поверхности снега преждевременна. Эксперименты начаты с середины 50-х годов, но часть полученных материалов нерепрезентативна из-за различий методик измерений испарения снега. На государственной метеорологической сети массовые наблюдения начаты в конце 60-х-начале 70-х годов. Неустойчивость снежного покрова на территории Беларуси в последние 10...15 лет вносит значительную погрешность в определение величины ($E_{сн}$). Имеющиеся величины ($E_{сн}$) дают лишь ориентировочное представление о норме испарения с поверхности снежного покрова и не позволяют оценить ее пространственную изменчивость. Итак, непосредственные измерения испарения с поверхности снежного покрова - сложная научно-техническая задача. Поэтому, большинство исследователей предлагает определять эту величину по косвенным метеорологическим характеристикам. Основными из них являются: максимальная упругость водяного пара (e_n), упругость водяного пара на уровне 2 метров от поверхности снега (e_2), дефицит влажности воздуха на уровне 2 метров (d_2) и скорость ветра на высоте флюгера (u_{10}). Используя эти характеристики, П.П. Кузьмин предложил формулу [9]

$$E_{сн} = (0,18 + 0,10u_{10})(e_n - e_2). \quad (3)$$

Рассчитанные по ней значения ($E_{сн}$), значительно меньше измеренных на территории Беларуси. Это подтверждается также экспериментальными исследованиями, проведенными В.С. Воронич [10]. С использованием материалов наблюдений за испарением с поверхности снега (пп. Василевичи, Шарковщина, период - 1971...1980 годы), нами установлена связь ($E_{сн}$) с такими факторами, как среднесуточная темпе-

ратура воздуха (t), относительная влажность воздуха (O) и плотность снега ($\rho_{сн}$). Скорость ветра (v) влияет на ($E_{сн}$) в случае насыщения водяными парами воздуха, расположенного над испаряющей поверхностью, когда, в результате турбулентного перемешивания, к ней постоянно поступает воздух менее обогащенный водяными парами. Нами получено регрессионное уравнение для оценки на территории Беларуси среднесуточных величин испарения с поверхности снега ($E_{сн}$) вида

$$E_{сн} = a_1 + a_2 \rho_{сн} + \frac{a_3 t}{O} + \frac{a_4 v}{O} + \frac{a_5 e_e}{O} + \frac{a_6 \rho_{сн}}{O} + a_7 t v + a_8 e_e \rho_{сн} + a_9 t \rho_{сн} + a_{10} v e_e + a_{11} v \rho_{сн}, \quad (4)$$

в которое входят среднесуточные величины ($\rho_{сн}$) - плотности снега, г/см³; t - температуры воздуха, °C; v - скорости ветра, м/сек; e_e - максимальной упругости водяного пара по температуре воздуха, мб; O - относительной влажности воздуха, %; $a_1...a_{11}$ - коэффициенты уравнения регрессии, представленные в таблице:

a_1	a_2	a_3	a_4	a_5	a_6	a_7	a_8	a_9	a_{10}	a_{11}
-1,667	13,298	-5,780	16,072	27,929	-557,02	0,011	-1,183	0,276	-0,042	0,25

Уравнение (4) характеризуется высоким коэффициентом множественной корреляции ($r=0,76 \pm 0,05$), при ($r_{кр}=0,39$) [11].

Исследования показывают, что испарение с поверхности снега меньше, чем сублимация льда [12]. Это вызвано тем, что снежный покров отличается меньшей теплопроводностью и менее интенсивным теплообменом в толще снега. Применимость формулы (4) можно распространить и на расчеты величин сублимации льда ($E_{л}$) при замене среднесуточной плотности снега ($\rho_{сн}$) плотностью льда ($\rho_{л}=0,9$ г/см³). Фазовые превращения воды (плавление, таяние и замерзание) наблюдаются при переходе текущей температуры через 0°C. Основными источниками тепла для превращения льда или снега в воду являются коротковолновая радиация и турбулентный теплообмен приземного слоя воздуха. В отдельных случаях, на интенсивность их таяния влияет тепло поступающих дождевых капель (C'). В условиях облачности и большой влажности, в слой таяния поступает тепло за счет фазовых переходов, например, тепло, выделяемое при конденсации или абликации. Фактически, главным условием начала таяния снега или льда является наступление положительных температур воздуха. Однако, до окончания этого процесса температура поверхности не превышает 0°C, что препятствует нагреванию нижележащих слоев и уменьшает их среднюю суточную температуру. Л.С. Кучмент [13] отмечает четыре фазы в суточном ходе снеготаяния: 1 - утреннее прогревание верхнего слоя снега до 0°C; 2 - дневное снеготаяние; 3 - вечернее охлаждение; 4 - ночное промерзание снега.

Ночью, даже если не происходит промерзания снега, интенсивность таяния низкая, так как основное количество тепла, полученное в результате турбулентного теплообмена приземной атмосферы, идет на компенсацию потерь тепла длинноволновым эффективным излучением. Расчет суточной интенсивности таяния (h_m) снега или льда ведется по зависимости вида [14]

$$h_m = \alpha (\theta - \theta_0) \beta, \quad (5)$$

где θ - температура воздуха °C; θ_0 - температура начала таяния °C; α, β - эмпирические коэффициенты.

Температура начала таяния снега (θ_0) имеет большую пространственно-временную изменчивость и ее внутригодовой ход описывается кусочно-линейной функцией. Слой таяния снега (h) определяется по формуле

$$h = h_m m, \quad (6)$$

где m - число суток рассматриваемого периода.

Таким образом, количественная оценка хода снеготаяния позволяет дать прогноз процессов пополнения почвенных влагозапасов и формирования расходов весеннего половодья. Особенно важна количественная оценка хода таяния сезонно-промерзающих почвогрунтов. Почвогрунты представляются как многокомпонентные и многофазные (твердая, жидкая, газообразная) системы. Твердая фаза состоит из скелета почвогрунта и льда. Объем воды, полученный в результате таяния льда, содержащегося в порах почвогрунта на конечную дату расчетного интервала, определяется как

$$W_{mi} = W_i H_{mi}, \quad (7)$$

где W_i - средняя за рассматриваемый интервал времени влажность метрового слоя промерзшего почвогрунта; H_{mi} - глубина растаявшего слоя почвогрунта на конечную дату рассматриваемого интервала времени.

Приращение глубины таяния (ΔH_{mi}) за расчетный интервал времени рассматривается как результирующая процесса теплопередачи, исходя из физических явлений теплоотдачи и теплопроводности,

$$\Delta H_{mi} = \lambda_2 (t_i \pm \Delta B_i - 1 / \alpha_1 - H_{mi-1} / \lambda_1 - 1 / \alpha_2), \quad (8)$$

где t_i - средняя температура воздуха за расчетный период, °C; $\pm \Delta B_i$ - изменение теплозапасов в почвогрунте; H_{mi-1} - глубина растаявшего слоя почвогрунта на начало расчетного интервала времени ($i-1$); α_1, α_2 - коэффициенты теплоотдачи, соответственно, систем: приземная атмосфера-поверхность талого почвогрунта, 1; талый почвогрунт - замерзший почвогрунт, 2; λ_1, λ_2 - коэффициенты теплопроводности, соответственно, талого почвогрунта, 1, замерзшего почвогрунта, 2.

Полная глубина растаявшего слоя почвогрунта на конкретную дату рассматриваемого интервала времени определяется как

$$H_{mi} = H_{mi-1} + \Delta H_{mi}. \quad (9)$$

Таким образом, дифференцированный учет всех составляющих теплообмена деятельного (испаряющего) слоя почвогрунта позволяет количественно оценить фазовые превращения атмосферных осадков в зимний период на территории Беларуси. Данный подход апробирован и используется в массовых тепловоднобалансовых расчетах и исследованиях в эколого-мелиоративных целях.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ

1. Научно - прикладной справочник по климату СССР.-Сер. 3.-Части 1 - 6, Вып. 7.- Л.: Гидрометеиздат, 1987.- 302с.
2. Карнацевич И.В. Расчеты тепловых и водных ресурсов малых речных водосборов на территории Сибири: Учеб.пособие/ ОмСХИ.-Омск, 1989.-76с.
3. Валуев В.Е., Волчек А.А., Мешик О.П., Цилиндь В.Ю. Составляющие теплоресурсов на территории Полесья// Тезисы докладов XXI научно-технической конференции

- в рамках проблемы "Наука и мир", ч.П.-Брест, 1994.-С.92-94.
4. Оке Т.Р. Климаты пограничного слоя.-Л.: Гидрометеоздат, 1982.-360с.
 5. Рыбак О.Л., Симов В.Г., Фурман М.Ш. Некоторые результаты исследования испарения со снега и водной поверхности в горных районах Восточной Сибири// Материалы междуведомственного совещания по проблеме изучения и регулирования испарения с водной поверхности и почвы.-Валдай, 1964.-С.121-124.
 6. Павлов А.В. Кругооборот тепла в деятельном слое почвы.- II Международная конференция по мерзлотоведению. Докл. и сообщен., вып.1. Якутск, Кн. изд-во, 1973.
 7. Валуев В.Е. Испарение снега в бассейне Верхнего Енисея// Науч.труды ОмСХИ, т.178.-Омск, 1978.-С.21-22.
 8. Павлов А.В. Снежный покров как промежуточная среда при теплообмене между литосферой и атмосферой// Вопросы криологии Земли.-М.: Наука, 1976.-С.82-99.
 9. Рекомендации по расчету испарения с поверхности суши.-Л.: Гидрометеоздат, 1976.-96с.
 10. Воронич В.С. Испарение с поверхности снега.-Труды БелНИИМивХ, 1970, т.19.
 11. Закс Лотар. Статистическое оценивание.-М.: Статистика, 1976.-392с.
 12. Дюнин А.К. Испарение снега.-Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1961.-120с.
 13. Кучмент Л.С. Модели процессов формирования речного стока.-Л.: Гидрометеоздат, 1980.-144с.
 14. Шенцис И.Д. Макромасштабная модель формирования снежного покрова на территории горного региона// Труды САНИИРИ, вып.111(192).-М.: Гидрометеоздат-1986.-С.15-27.

УДК 551.579.5.001.57 (476-056 ПОЛЕСЬЕ)

Мешик О.П.

ИССЛЕДОВАНИЕ И МОДЕЛИРОВАНИЕ ИНФИЛЬТРАЦИОННОГО ПИТАНИЯ ГРУНТОВЫХ ВОД НА ТЕРРИТОРИИ БЕЛОРУССКОГО ПОЛЕСЬЯ

Почвенные влагозапасы на конкретном сельскохозяйственном поле являются производной от количества и динамики поступления в расчетный (деятельный) слой почвы влаги за счет выпадающих атмосферных осадков, почвенно-грунтовых и намывных, в том числе и склоновых вод. Причем, количество влаги, аккумулируемой в почвенном слое, определяется соотношением (балансом) между ее приходом и расходом на данной территории за расчетный период (t)

$$W_{i+1} = W_{i-1} + KX_i - Z_{oi} - Y_i + G_i - J_i, \quad (1)$$

где W_{i+1} ; W_{i-1} - почвенные влагозапасы, соответственно, на конец и начало расчетного интервала времени (t); X_i - сумма атмосферных осадков за расчетный период; K - поправочный коэффициент, отражающий недоучет атмосферных осадков, измеряемых осадкомерными приборами; Z_{oi} - оптимальное водопотребление сельскохозяйственной культуры (оптимальное суммарное испарение естественного растительного покрова) за расчетный интервал времени; Y_i - поверхностный сток; G_i - грунтовая составляющая водного баланса за тот же период; J_i - инфильтрация почвенной влаги из зоны аэрации в более глубокие слои почвогрунтов за время (t).

До настоящего времени, при практическом использовании, воднобалансовое уравнение (1), как правило, упрощали, исключая из него величину поверхностного стока (Y_i) и инфильтрационную составляющую (J_i). В течение вегетационного периода поверхностный сток на сельскохозяйственных полях наблюдается крайне редко и его среднее значение пренебрежительно мало, что не сказывается на конечном результате решения уравнения (1). Неучет инфильтрации почвенной влаги (J_i) может существенно исказить результаты решения воднобалансового уравнения. Даже при глубоком залегании от испаряющей поверхности (УГВ) - уровней грунтовых вод ($h_{y_{zvi}} > 5...10м$), величина инфильтрации (J_i) существенна и находится в пределах 10...160мм в год [1]. В годовом ходе инфильтрационного питания грунтовых вод на исследуемой

территории обнаруживаются четыре периода, с характерной для них интенсивностью инфильтрации (J_i) [2].

В первый (октябрь...ноябрь) период инфильтрация (26...28мм) несколько превосходит суммарное испарение (19...30мм) и наблюдается устойчивое соотношение - ($J_{x...xi} \cong 0,3KX_{x...xi}$).

Во второй (декабрь...февраль) период суммарное испарение (45...59мм) преобладает над инфильтрацией (37...39мм), которая при переходе среднесуточных температур воздуха через 0°C и значительном промерзании почвы постепенно прекращается. При частых оттепелях и оттаивании почвы возможно определенное восстановление процесса инфильтрации.

В третий (март...апрель) период инфильтрация наиболее интенсивна (138...140мм) при соотношении - ($J_{III...IV} = (1,24...1,27)KX_{III...IV}$) и суммарном испарении ($Z_{III...IV}$), составляющем 13...14мм. В этот период, в процессе влагообмена участвуют, кроме атмосферных осадков ($KX_{III...IV}$), накопленные зимой влагозапасы в снежном покрове и постепенно оттаивающем почвогрунте, содержащем большое количество неподвижной влаги. Инфильтрационная составляющая водного баланса способствует резкому подъему уровней грунтовых вод, их выходу на дневную поверхность в местных понижениях, развитию процессов заболачивания больших территорий, что приводит к нарушению оптимальных сроков проведения весенних сельскохозяйственных работ.

Для четвертого (май...сентябрь) периода характерно превышение суммарного испарения (118...122мм) над инфильтрацией (78...114мм). Атмосферные осадки более интенсивны, и участвуют в процессах испарения (Z_i), инфильтрации (J_i), поверхностного стока (Y_i). В летний период, воды атмосферных осадков - теплые, менее вязкие, что, как и густая растительность, интенсифицирует процесс инфильтрации.

Для исследования процессов инфильтрации нами привлечены данные лизиметрических наблюдений (1972...1974 годы)

Мешик Олег Павлович. Старший преподаватель каф. сельскохозяйственных гидротехнических мелиораций. Брестский политехнический институт (БПИ). Беларусь, г. Брест, ул. Московская, 267.