



Principles of estimating soil moisture parameters in a river basin

Halyna KOVBINKA¹  <https://orcid.org/0000-0002-4368-5754>

UDC 911.3:316

Alina DIACHUK  <https://orcid.org/0000-0002-1534-6966>

ANALYTICAL ARTICLE

¹ Yuriy Fedkovych Chernivtsi National University,
Department of Physical Geography, Geomorphology and Paleogeography

Correspondence – *g.kovbinka@chnu.edu.ua; *a.diachuk@chnu.edu.ua

Keywords: infiltration, particle-size distribution, Carpathian-Podilia region, soil moisture, porosity, filtration coefficient.

Abstract: The paper examines the physical and mathematical principles governing soil moisture formation and the transformation of precipitation into components of river runoff within the river basins of the Carpathian-Podillia region. A central role in the study is assigned to the soil profile as the leading element of the vertical structure of a catchment, which performs the functions of moisture accumulation, redistribution, and loss during the formation of rainfall floods and low-flow conditions. It is demonstrated that soil properties—namely granulometric composition, porosity, water-holding capacity, and the filtration coefficient—determine the intensity and relative contributions of infiltration, subsurface flow, surface runoff, and evaporation.

The relevance of the study is driven by the increasing frequency of extreme hydrometeorological events, the need to improve the accuracy of short-term flood forecasting, and the necessity to refine runoff formation models under conditions of pronounced spatial heterogeneity of soil and landscape characteristics. The current state of scientific research on soil water movement modeling is analyzed, including the contributions of both national and international scholars who established the theoretical and methodological foundations for studying infiltration, subsurface flow, and evaporation processes.

The paper generalizes approaches to the parameterization of slope runoff processes and flood hydrograph formation, taking into account slope geometry, the degree of convergence or divergence, and surface roughness. Analytical expressions describing water generation on slopes of different types are presented, and the role of slope constants and water generation intensity in forming inflow to the channel network is defined. Particular attention is paid to the active soil layer as a transformation chamber within which the main losses of slope runoff occur.

The vertical structure of the soil column is examined in detail, and at least three functional levels are distinguished: the near-surface layer, the active layer, and the zone of relative water retention transitioning to groundwater. It is shown that agrometeorological and agrophysical constants (wilting moisture content, minimum and maximum field capacity), together with the filtration coefficient, constitute the basic parameters for a quantitative description of soil water regime. Indirectly, these properties are reflected in the statistical characteristics of the spatio-temporal distribution of soil moisture.

2025, 854; DOI: <https://doi.org/10.31861/geo.2025.854.232-240>

<https://geochnu.top/>

Open Access. © 2025 H. KOVBINKA, A. DIACHUK
опубліковано у Чернівецькому національному університеті

Ця робота ліцензується відповідно до

CC BY-NC-ND із Зазначенням Авторства – Некомерційна – Без Похідних 4.0 Міжнародна



Within the framework of the study, the dependence of the filtration coefficient on the granulometric and genetic composition of soils in eastern and western Podillia is analyzed. Generalized filtration coefficient curves are constructed for different genetic soil horizons, enabling the application of the obtained results in basin-scale runoff models at the regional level. It is established that the upper soil horizons (0-10 cm and 10-20 cm) are the most sensitive to moisture variability, whereas deeper layers respond to precipitation with a temporal delay.

Several methods for estimating evaporation are considered and compared, including the equation proposed by M.I. Budyko and modified relationships based on Dalton's law. It is shown that evaporation coefficients are not constant values but vary depending on soil layer depth, current soil moisture content, and atmospheric moisture deficit. The results of calculations of the contribution of individual soil layers to evaporation losses during different time intervals of the vegetation period are presented.

The obtained results indicate that total evaporation from the soil column is formed as an integral effect of water losses from all its layers, while the contribution of deeper horizons increases as the near-surface layers dry out. An approach for estimating the relative contribution of individual computational soil layers to total evaporation is proposed, which can be applied in the development of physically based water balance models.

The practical significance of the study lies in the possibility of using the developed set of landscape-hydrological parameters to model various phases of river runoff, improve rainfall flood forecasting methods, and assess water resources of small and medium-sized river basins. The proposed approaches retain a high degree of universality and can be adapted to other physical and geographical conditions provided that an appropriate information base is available.

In summary, it is concluded that the temporal variability of soil moisture is governed by the interaction of two opposing processes-infiltration and evaporation-the intensity of which is controlled by soil properties and meteorological conditions. Accounting for these regularities is a necessary prerequisite for increasing the reliability of hydrological calculations and forecasts in the river basins of the Carpathian-Podillia region.

1. INTRODUCTION

Over the past thirty years, numerous works have been published in domestic and foreign literature associated with reviewing methods of mathematical modelling of water movement in the soil. A new level of computational work has been clearly outlined, linked not only with the development of ideas about natural processes but also with the emergence of new opportunities created using modern software.

For the first time, the hillside flowing and the filtration processes in the catchment soil layer were described by A.M. Befani (1967).

The main provisions and concepts of soil moisture dynamics are presented in the works of Crawford (1966), Huggins (1966), Jacob (1950), Wiseman (1979), Hanks (1985), Freeze (1972), Aron (1979), Swain (1998), Inoue (1992), Cohen (1979), Webb (1980).

Modern improvements were proposed by Tang (2000), Buytaert (2004), Zhao (2013), Song (2013), and Jenson (2019).

The defined nature of the process and the possible ways of solving individual cases of the corresponding task are highlighted. For example, the proposed equations for calculating the water formation and the hydrograph of water discharge from the slopes of the variable from the converging and diverging width of the slope surface of the catchment:

a) for a convergent slope in the absence of inflow:

$$(n+1)CY^n \frac{\partial y}{\partial x} + \frac{\partial y}{\partial t} = h + \frac{CY^{n+1}}{L-X}; \quad (1)$$

b) for slopes with a constant or varying width:

$$(n+1)CY^n \frac{\partial y}{\partial x} + \frac{\partial y}{\partial t} = h. \quad (2)$$

In equations (1) and (2):

C – slope constant, depending on the slope and structure of the surface;

Y – depth of evenly distributed flow;

X – slope length;

t – the time interval from the beginning of this form of flow;

h – the intensity of water formation;

L – the radius of curvature – degrees of surface convergence;

n – a parameter that depends on the roughness of the slope.

2. RESULTS

The improvement of the known short-term projection standards and the general development of the knowledge of river hydrology lead to the need for quantitative interpretation of landscape characteristics - parameters of the flow formation model.

An adapted structure of the basin system of the formation of the flood layer is proposed for the parameterisation of the flood formation model in the Carpathian-Podilia region's river basins.

The system of landscape hydrology is formed by at least three leading sectoral subsystems: basin, streambed, and flow regime. Within the first, higher-level ranking units are types of surfaces, an analogue of landscape zones in a vertical mountain range or, conceivably, physical-geographical provinces of a plain. After them, in decreasing order, the degree of economic development, the calculated model area, and the calculation point.

The active layer of the soil is the leading transformation chamber of the entire flow formation process. Its significance is contained in all subsystems and covers most of the blocks of the corresponding mathematical models.

Within the limits of only a separate soil column, there are at least three more vertical subsystem levels:

- the near-surface layer (at a depth of the tillering node)
- "active" layer
- relative water retention (zone of transition to groundwater)

Furthermore, the transformation factors are the soil's structure and granulometric and genetic nature.

Agro-hydrological constants directly occur as soil parameters (moisture withering; minimum and whole field moisture content), as well as: filtration coefficient of the soil column, water filtration into relative water retention). Indirectly, soil properties and climatic conditions are transmitted by the parameters of statistical distributions (dispersion, asymmetry, coefficients of the regression equation between the moisture of individual soil layers). The matrix of the combination of these parameters is a numerical characteristic of the corresponding soil type.

In the sequence of model calculations, the following chain of predictors assessment functions: 1) a representative point - a group of parameters of the soil, plant cover, and economic development of the territory; 2) calculation area – a group of slope transformation parameters, primary basins, active soil layers; 3) calculation basin - parameters of the pre-streambed and streambed transformation; 4) closing structure – influence function with corresponding parameters.

The model of the formation of all phases of river flow can use the array of landscape and hydrological parameters. The basins' soil layer is considered a little-studied link of the system

"precipitation - catchment slope - streambed". Inside this layer, the most critical processes form the loss of slope flow and the slope hydrograph. Discrete measurements of soil moisture over time compel us to resort to calculation methods for determining productive moisture. And identifying the boundaries of flow-forming complexes can eliminate the need for more information about the spatial field of moisture, within which the vertical profiles of agro-hydrological constants can be considered quasi-homogeneous. The filtration coefficient is dependent on other physical and mechanical properties of the soil.

The process of the formation of a slope inflow only at open slope includes: at the first stage of formation, in the more moistened streambed part of the catchment, subsurface, and in some short time intervals, surface flowing, as well as the formation of excess moisturisation of the microspheres of low areas, replenishing the soil moisture deficit of convex surfaces of the slope and the emergence of the horizontal component of intrasoil runoff for soil saturation.

The influence of both granulometric and genetic characteristics of the soil column allows us to generalise the curves of the filtration coefficient for the entire region (Fig.1)

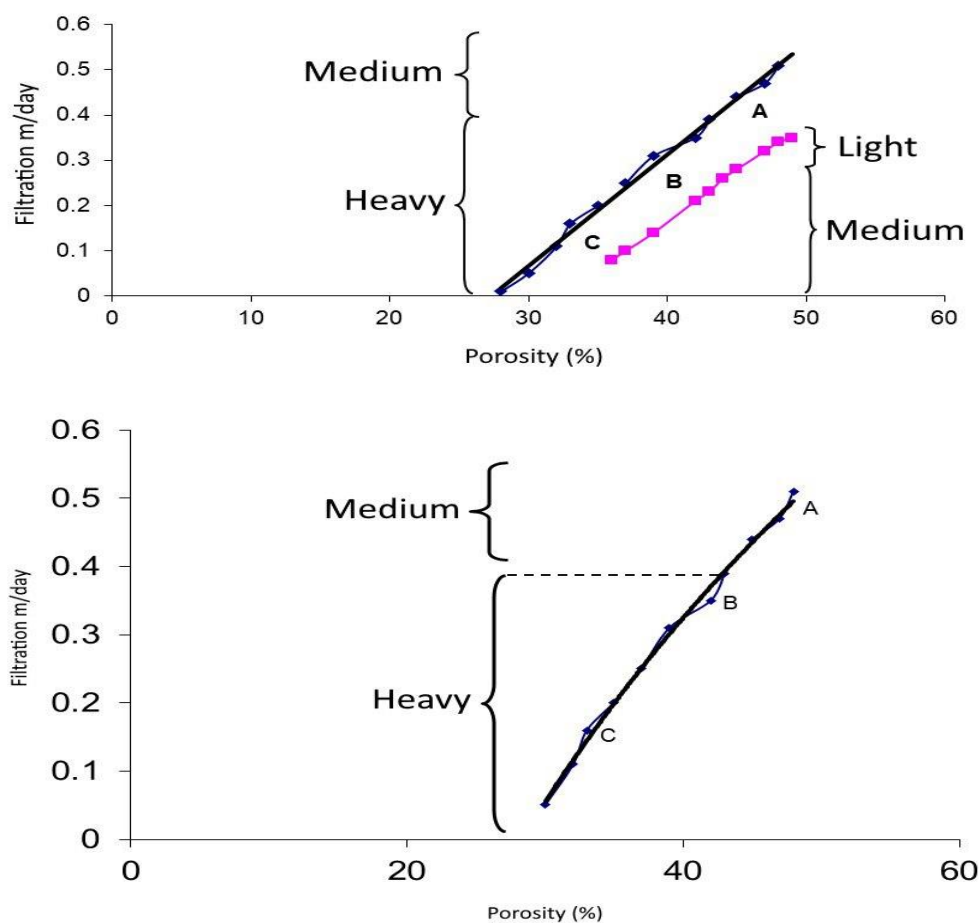


Fig. 1. Generalised filtration coefficients according to the granulometric composition of eastern (lower figure) and western (upper) Podilia. A, B, C - genetic horizons of soils.

The procedure for detecting the evaporation capacity of genetically and mechanically separated soil layers - the properties of the evaporation coefficient, is somewhat more complicated.

There are several methods for determining evaporation from the soil. We will consider two methods as an example. The first is the evaporation equation by M. Budyko:

$$W_k = \frac{W_h(1 - bE_0/2y) + P + K + M - Y - I}{1 + bE_0/2y}, \quad (3)$$

where W_k i W_h – initial and final reserves of moisture in the root layer of the soil, b – biological coefficient, which depends on the phase of plant development; E_0 – evaporation; y – the productive value of the lowest moisture capacity; K – groundwater recharge; P – precipitation; M – soil moisture deficit before the state of productive moisture saturation; Y – surface runoff; I – infiltration beyond the root layer of the soil. All values (except b) in millimeters (mm). The calculation according to equation (1) is carried out by time intervals, which are assumed to be equal to decades, the value W_h for this decade is assumed to be equal to the value W_k for the previous one.

The second method is quite simple in structure. It is slightly modified on the basis of A. Dalton's law.

$$\frac{dE}{dt} = A(e_s - e) \quad (4)$$

as:

$$E = k[W_m - W_e] \quad (5)$$

where E – evaporation from the soil, k – coefficient of turbulent diffusion of moisture, W_m – maximum soil moisture value, W_e – real moisture value.

$$W = \tilde{W} \exp(-E_0/W_m) \quad (6)$$

Evaporation from the soil surface at any time equals the sum of all water losses in all soil layers. For each of the latter, applies the equation:

$$W_i = \tilde{W}_i \exp(-k_i E_0/(W_m)_i) \quad (7)$$

The problem of evaporation calculation is the estimation of evaporation. Here the known ratio can be used:

$$E_0 = (x' \cos \alpha) d \Delta t, \quad (8)$$

where d – average deficit of air humidity for the calculated time interval. The value of the coefficient x' is within $(0,3-0,6)10^{-3}$ m/(mbars) depending on the type of the soil surface.

K is not a constant, - it differs by soil layers and depends on moisture, especially in the near-surface layer. Obviously, the thicker the layer, the more moisture it can hold and the higher the evaporation coefficient.

We can combine the process of evaporation and transpiration into total evaporation, proportional to the soil moisture level, determined with sufficient accuracy by A. Dalton's law.

Evaporation coefficients are determined by the inverse problem from the expressions:

$$W_{i+1} = W_i \cdot \exp\left(-\frac{\chi \cdot W_i \cdot d}{W_{\text{нб}}}\right) + P \quad (9)$$

From this formula, the evaporation coefficient will be equal to:

$$-\chi = \frac{W_{\text{нб}}}{W_i \cdot d} \ln \frac{W_{i+1} - P}{W_i}, \quad (10)$$

where W – soil moisture level, d – humidity deficit in the air, P – precipitation. According to these formulas, the coefficients of a separate share of the estimated soil layers in the evaporation process during April-July were calculated (Table 2).

Table 1. Coefficients of the share of water loss through a specific layer for evaporation at stationary observation sites

	0-10	10-20	0-20	20-50	0-50	0-100
Field 2 Novodnistrovsk						
18.04-28.04	0,0016	0,00134	0,001	0,00043	0,0005	0,00035
28.04-08.05	0,00516	0,0039	0,031	0,0016	0,00175	0,00112
08.05-18.05	0,0071	0,0051	0,00356	0,0011	0,001314	0,00055
18.05-28.05	0,0029	0,003	0,0028	0,00144	0,00178	0,00075
28.05-08.06	0,00177	0,0018	0,00161	0,0005	0,00078	0,000635
08.06-18.06		0,042	0,01	0,0032	0,0026	0,00085
18.06-26.06	-0,0029	0,003	-0,004	0,00039	-0,0013	-0,00049
26.06-9.07						0,0061
Field 1						
18.04-28.04	0,0013	0,00134	0,001	0,0042	0,00043	0,0028
28.04-08.05	0,00594	0,0048	0,0036	0,00132	0,0017	0,0012
08.05-18.05	0,00362	0,0047	0,0029	0,00146	0,00132	0,000626
18.05-28.05	0,00363	0,0021	0,0025	0,0014	0,00174	0,00123
28.05-08.06	0,0022	0,00152	0,0015	0,00056	0,0006	0,00056
08.06-18.06		0,027	0,0115	0,00011	0,0022	0,00086
18.06-26.06	-0,0072	0,0026	-0,004	0,000051	-0,0016	-0,00056
26.06-9.07						0,0049
09.07-18.07				0,052	0,018	0,00767
Chernivtsi						
17.04-29.04	0,0775	0,00144	0,0125	0,0056	0,0032	0,0022
29.04-07.05	-0,0113	-0,00063	-0,00054	-0,001	-0,0024	-0,0022
07.05-19.05	0,01	0,0074	0,0066	0,0042	0,005	0,0033
19.05-28.05			0,0317	0,00037	0,00024	-0,00035
28.05-06.06	0,111	0,079	0,031	0,003	0,00172	0,0023
06.06-18.06	0,0178	0,008	-0,0017	0,0017	0,00028	
18.06-26.06	-0,0149	0,034	-0,0099	0,0036	-0,00012	-0,00018
26.06-9.07					-0,0014	-0,0023

The consistent change in soil moisture over time is subject to two opposite physical processes: infiltration and evaporation.

Physical evaporation and infiltration differ quantitatively according to the soil's individual genetic and mechanical horizons.

Evaporation from the soil column is equal to the sum of water losses in all soil layers. The absolute and relative contributions of each soil layer to total evaporation at $W(z) = W_0$ can be determined as follows:

$$\Delta E_i = W_0 l_0 \int_{z_1}^{z_2} [1 - \Phi(z/R)] dz, \quad (11)$$

де z_1 і z_2 – borders of the i soil level and

$$k_i = \frac{\Delta E_i}{E} = \sqrt{\pi/2} \frac{1}{R} \int_{z_1}^{z_2} [1 - \hat{O}(z/R)] dz \quad (12)$$

Table 3 The relative contribution of the estimated soil layer at $\Delta z = 0,1$ m

ESL	R				
	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5
1	0,791	0,504	0,363	0,283	0,231
2	0,188	0,287	0,258	0,222	0,192
3	0,020	0,136	0,170	0,167	0,155
4	0,001	0,052	0,103	0,120	0,122
5	0	0,016	0,057	0,082	0,093
6	0	0,004	0,028	0,054	0,068
7	0	0,001	0,013	0,032	0,049
8	0	0	0,005	0,019	0,034
9	0	0	0,002	0,011	0,022

H. Kovbinka, A. Diachuk

Principles of estimating soil moisture parameters in a river basin

10	0	0	0,001	0,005	0,014
$\sum_{i=1}^{10}$	1	1	1	0,995	0,980

R - the estimated soil layer chosen (m). With the increment of R contribution of lower-lying soils increases. The latter are included in evaporation when the upper horizons will slightly dry up.

3. CONCLUSIONS

The system of evaluating, forecasting or calculating flood hydrographs includes methods based on knowledge of the physical and statistical content of the processes of the temporal and spatial distribution of precipitation, the transformation of water volumes on the surface and in the soil capacity of the runoff basin towards the slope and streambed

Physico-mathematical modelling of rainwater runoff is widely represented by component models with concentrated parameters that describe the transformation of flood waters on the slope by a linear function.

In the field of flow calculation in the river basin, there is a significant discrepancy between the values of the predictors calculated according to a certain methodology for freshets or floods with the materials of real observations of the predictor. Particularly in cases where the parameters of the underlying surface are essentially mosaic or simply different from the so-called "typical" of a particular region. The aforesaid is distinguished by sufficient universality, and it preserves in a chain sequence the genetic stages of the formation and transformation of the water flow in the basin system.

The filtration coefficient of Carpathian-Podilia soils is determined by the proportion of the smallest field moisture capacity, wilting moisture and the coefficient of variation of soil moisture. The layers 0-10 and 10-20 cm are more sensitive to moisture variability. An increase in productive moisture is observed the same day after the rain or the next day after. At a depth of 20-50 cm, an increase in productive moisture is observed only on the 2nd-3rd day after the rain, provided the precipitation is greater than 5-10 mm. And for a depth of 50-100 cm, this process takes 2-4 days. All regularities vary spatially depending on the soil properties of the territory.

REFERENCES

1. **Aron G., Kibler F.** (1979). Critique – ungaged site flood estimation test for guidelines. "EOS Trans. Amer. Geophys. Union" 60, №46, 820.
2. **Buytaert W. B. De Bievre, G. Wyseure, J. Deckers** (2004). The use of the linear reservoir concept to quantify the impact of changes in land use on the hydrology of catchments in the Andes. Hydrology and Earth System Sciences. 8(1) - P.108-114.
3. **Cohen O., Ben-Zvi A.** (1979). Regional analysis of peak discharges in the Negev. "IAHS-AISH Publ.", №128, 23-31.
4. **Freeze R.A.** (1972). Role of subsurface flow on generating surface runoff, 2, upstream source areas. – Water Resour. Res. No.8(5). - P. 1272-1283.
5. **Hopchenko Ye.D. Yavkin V.H.** (2011). Landshaftno-hidrolohichni osnovy baseinovykh ta ruslovykh system pavodkoutvorennia. Hidrolohiiia, hidrokhimiiia, hidroekolohiiia: Nauk. Zbirnyk. – K.: VHL «Obrii», T.4(25). – S. 29-37.
6. **Inoue H., Nogyo K., Kenryu H.** (1992). Physical properties of water flow in a clayey argacultural field including shrinkage cracks // Bull. Nat.Res. Inst. Agr.Eng. –No.31. – P. 77-96, 100-119.
7. **Jenson S K.** (1991). Application of hydrologic information automatically extracted from digital elevation REES2019 IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science 300 (2019) 022168 IOP Publishing doi:10.1088/1755-1315/300/2/022168 7 models [J]. Hydrological process, 31 - 44.
8. **Song Xiaomeng, Zhang Jianyun, Zhan Chesheng, et al.** (2013). Research progress of digital watershed feature extraction based on DEM[J].Progress in Geography, 32 (1): 31 – 40.
9. **Swain R.E., Bowles D., and Ostenaa D. A** (1998). Framework for characterization of extreme floods for dam

- safety risk assessment. – Proceedings of the 1998 USCOLD Annual Lecture, Buffalo, New York, August, 13 p.
10. **Tang G.** (2000). A Research on the Accuracy of Digital Elevation Models. Beijing: Science Press.
 11. **Tang Guoan, Yang Wei** (2006). ArcGIS Geographic Information System Spatial Analysis Experiment Course [M]. Beijing: Science Press, 478 - 492.
 12. **Webb R.P., Cermak R., Feldman A.** (1980). Determination of land use from satellite imagery for input to hydrologic models // Proc. 14 Th Int. Symp. Remote Sensing Environ., San Jose. – 1980. – vol. 3.
 13. **Yavkin V.H. (2003).** Eksperymentalni doslidzhennia protsesiv formuvannia skhylovoho doshovoho stoku v Karpatakh. Nauk. visnyk ChNU: Zbirnyk nauk. prats, Vyp. 167: Heohrafiia. – Chernivtsi: Ruta. s. 98-101.
 14. **Yavkin V.H. (2004).** Pryntsy py parametryzatsii rezhymu volohy hruntu u GIS /V.H.Iavkin //Nauk.pratsi UkrNDHMI.- Vyp.253.- K.: Nika-Tsentr,s. 270-274.
 15. **Yavkin V.H. Yasenchuk V.I.** (2006). Pryntsy py parametryzatsii rezhymu volohy hruntu baseiniv malykh richok Karpato-Podillia. Hidrolohiia, hidrokhimiia i hidroekolohiia: Nauk. zbirnyk. – Tom 10.– K.: VHL «Obrii», s. 194-199.

Галина Ковбінська, Аліна Дячук

Чернівецький національний університет імені Юрія Федьковича,
кафедра фізичної географії, геоморфології та палеогеографії

Принципи оцінки параметрів вологості ґрунту в річковому басейні

Ключові слова: інфільтрація, гранулометричний склад, Карпато-Подільський регіон, вологість ґрунту, пористість, коефіцієнт фільтрації.

Анотація: Розглянуто фізичні та математичні засади формування вологості ґрунту і трансформації опадів у складові річкового стоку в межах річкових басейнів Карпато-Подільського регіону. Центральне місце у дослідженні відведено ґрунтовій товщі як провідному елементу вертикальної структури водозбору, що виконує функцію акумуляції, перерозподілу та втрат вологи в процесі формування дощових паводків і меженного стоку. Показано, що саме властивості ґрунту - гранулометричний склад, пористість, водоутримувальна здатність та коефіцієнт фільтрації - визначають інтенсивність і співвідношення між інфільтрацією, підповерхневим та поверхневим стіканням, а також випаровуванням.

Актуальність дослідження зумовлена зростанням частоти екстремальних гідрометеорологічних явищ, необхідністю підвищення точності короткострокового прогнозу паводків і вдосконаленням моделей формування стоку в умовах просторової мозаїчності ґрунтово-ландшафтних характеристик. Проаналізовано сучасний стан наукових досліджень у галузі моделювання руху води в ґрунті, зокрема праці вітчизняних і зарубіжних авторів, що заклали теоретичні та методичні основи вивчення інфільтрації, внутрішньогрунтового стоку та випаровування.

Узагальнено підходи до параметризації процесів схилового стікання і формування гідрографа паводку з урахуванням геометрії схилів, ступеня їх збіжності або розбіжності, а також шорсткості поверхні. Наведено аналітичні вирази для опису водоутворення на схилах різного типу, визначено роль схилових постійних та інтенсивності водоутворення у формуванні притоку до руслової мережі. Особливу увагу приділено діяльному шару ґрунту як трансформаційній камері, в межах якої відбуваються основні втрати схилового стоку.

Детально розглянуто вертикальну будову ґрунтової колонки та виділено принаймні три функціональні рівні: приповерхневий шар, діяльний шар та зону відносного водоутримування, що переходить у підземні води. Показано, що агрогідрологічні константи (вологість в'янення, найменша та повна польова вологомисткість) разом із коефіцієнтом фільтрації є базовими параметрами для кількісного опису водного режиму ґрунтів. Опосередковано ці властивості відображаються у статистичних характеристиках просторово-часового розподілу вологості ґрунту.

Проаналізовано залежність коефіцієнта фільтрації від гранулометричного та генетичного складу ґрунтів східного і західного Поділля. Побудовано узагальнені криві коефіцієнтів фільтрації для різних генетичних горизонтів, що дозволяє застосовувати отримані результати у басейнових моделях стоку

H. Kovbinka, A. Diachuk

Principles of estimating soil moisture parameters in a river basin

регіонального рівня. Встановлено, що найбільш чутливими до змін вологості є верхні горизонти ґрунту (0–10 та 10–20 см), тоді як глибші шари реагують на опади із часовим запізненням.

Розглянуто та порівняно декілька методів оцінювання випаровування, зокрема рівняння М.І. Будико та модифіковані співвідношення, побудовані на основі закону А. Дальтона. Показано, що коефіцієнти випаровування не є сталими величинами, а змінюються залежно від глибини шару, поточної вологості ґрунту та дефіциту вологості повітря. Наведено результати розрахунків частки втрат води на випаровування для окремих ґрунтових шарів у різні часові інтервали вегетаційного періоду.

Отримані результати свідчать, що сумарне випаровування з ґрунтової колонки формується як інтегральний ефект втрат з усіх її шарів, при цьому внесок глибших горизонтів зростає у міру висушування приповерхневих шарів. Запропоновано підхід до оцінювання відносного вкладу розрахункових шарів ґрунту у загальне випаровування, що може бути використаний при побудові фізично обґрунтованих моделей водного балансу.

Практичне значення роботи полягає у можливості використання сформованого масиву ландшафтно-гідрологічних параметрів для моделювання різних фаз річкового стоку, удосконалення методик прогнозу дощових паводків та оцінювання водних ресурсів малих і середніх річкових басейнів. Запропоновані підходи зберігають універсальність і можуть бути адаптовані до інших фізико-географічних умов за наявності відповідної інформаційної бази.

Узагальнюючи, зроблено висновок, що послідовна у часі зміна вологості ґрунту визначається взаємодією двох протилежних процесів - інфільтрації та випаровування, інтенсивність яких контролюється властивостями ґрунту та метеорологічними умовами. Урахування цих закономірностей є необхідною передумовою підвищення достовірності гідрологічних розрахунків і прогнозів у басейнах річок Карпато-Подільського регіону.