

ГОДИШНИК НА СОФИЙСКИЯ УНИВЕРСИТЕТ „СВ. КЛИМЕНТ ОХРИДСКИ“  
ГЕОЛОГО-ГЕОГРАФСКИ ФАКУЛТЕТ  
Книга 2 – ГЕОГРАФИЯ  
Том 114

ANNUAL OF SOFIA UNIVERSITY “ST. KLIMENT OHRIDSKI”  
FACULTY OF GEOLOGY AND GEOGRAPHY  
Book 2 – GEOGRAPHY  
Volume 114

---

## МЕТЕОРОЛОГИЧНИ ВЕЛИЧИНИ ЗА МОДЕЛА SNOWMELT RUNOFF MODEL ЗА ВОДОСБОРА НА РЕКА МУСАЛЕНСКА БИСТРИЦА

ИЛИЯ ДИМИТРОВ

*Катедра по климатология, хидрология и геоморфология*  
*e-mail: iliapopstoyanov@abv.bg*

*Ilija Dimitrov.* METEOROLOGICAL QUANTITIES FOR THE SNOWMELT RUNOFF  
MODEL FOR MUSALENSKA BISTRITSA RIVER BASIN

This paper presents an approach to compute the meteorological variables and parameters which are needed in the river discharge modelling by the Snowmelt Runoff Model. For this purpose, different methods for preparing and processing the raw meteorological data from the stations Samokov, Borovets and Musala peak are used. When calculating the average areal daily precipitation, the Thiessen polygon method is applied. Linear interpolation together with temperature lapse rate is employed when computing the average daily temperature. Also, satellite scenes from Landsat 5 and Landsat 7 are used to determine the snow-covered area using NDSI and piecewise linear interpolation. Some results for the Musalenska Bistritsa river basin are shown.

*Key words:* Snowmelt Runoff Model, Interpolation, Satellite scenes, NDSI

### УВОД

Прилагането на хидроложкия модел Snowmelt Runoff Model (SRM) за симулирането на речния отток в даден водосборен басейн изисква намирането и обработката на метеорологични, климатични, хидроложки, геоморфоложки данни (Martines et al. 2008). Метеорологичните величини, които участват при изчисляването на речния отток от модела SRM, са валежи, вертикален

температурен градиент, температура на въздуха, критична температура, множител (коефициент) градус-ден, площ на снежната покривка. За включването на метеорологичните величини в балансовото уравнение на SRM са необходими ежедневни стойности, източник на които за територията на страната са наблюденията, провеждани от Националния институт по метеорология и хидрология (НИМХ). Ресурс за метеорологична информация са също така и дистанционни източници, които (в зависимост от предназначението си) могат да събират най-различни данни за сравнително по-големи територии (или акватории). Метеорологичните величини извън температурата на въздуха и валежите се изчисляват по определени методи.

Целта на настоящото изследване е да изчисли метеорологичните величини в модела SRM на примера на високопланинския речен водосбор на р. Мусаленска Бистрица. Приложените методи (или подобни на тях) се използват в сходни проучвания (Ma, Cheng 2003; Alam et al. 2006; Abudu et al. 2012 и др.). Изборът на водосборен басейн е предпоставен от снежно-дъждовното подхранване на речния отток и голямата степен на влияние на снегозадържането и снеготопенето, за каквито хидроложки системи е предназначен (основно) моделът SRM.

## МЕТОДОЛОГИЯ

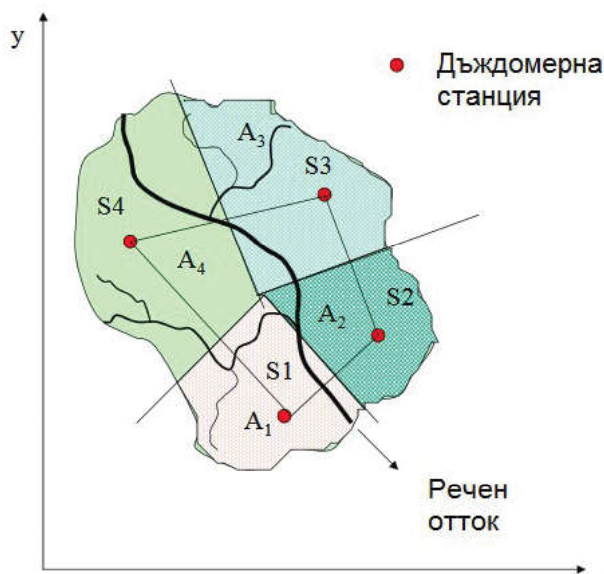
### Изходна информация

Използваните метеорологични данни, необходими за прилагане на модела SRM, са публично достъпни или са предоставени от НИМХ като модифицирани данни. Средноденоношни данни за температурата на въздуха и валежите са налични от три метеорологични станции – Самоков, Боровец и в. Мусала. От предприятие „Язовири и каскади“ са ползвани данни за плътността на снежната покривка за станции в Западните Родопи за периода 2007 – 2010 г. Обработени са 53 спътникови сцени от мисиите Landsat 5 и Landsat 7. Изследван е период от няколко години (01.09.2007 – 31.08.2010), разделен на три равни части, всяка с начало 01.09 и край 31.08 (2007/2008, 2008/2009 и 2009/2010).

### *Валежи*

За определяне на средните денонощни териториални валежи е приложен методът на Тисен, или метод на многоъгълниците с еднакъв валеж (Thiessen polygon method), известен също като метод на най-близкия съсед (Nalder, Wein 1998). В рамките на даден водосбор (или някаква друга изследвана територия) всяка метеорологична (или дъждомерна) станция  $S_i$  има прилежаща към нея територия  $A_i$ , където  $i$  се изменя от 1 до броя на станциите, които са включени в проучването. С помощта на данните от станциите и площите на

прилежащите територии се изчислява средният териториален валеж за денонощие за водосборен басейн или за височинна зона. Характерна особеност при използването на модела SRM е необходимостта валежите да са в [cm], вместо в [mm]. Методът на Тисен се състои в следното. Определя се местоположението на метеорологичните станции. Съединяват се с прави линии всички съседни станции. Получава се мрежа от триъгълници. Препоръчително е триъгълниците да са най-близки до равностранните или най-общо да са остроъгълни, вместо тъпоъгълни. От средите на отсечките между всеки две съседни станции (т.е. страните на триъгълниците) се издигат перпендикуляри до взаимното им пресичане (т.е. построяват се симетрала на отсечки). По този начин около всяка станция се получава многоъгълник със съответната площ, за който се приема, че средната височина на валежа е равна на изчислената при дадената станция (фиг. 1).



Фиг. 1. Схема на метода на Тисен за изчисляване на средния териториален валеж в речен басейн  
 Fig. 1. Scheme of the Thiessen polygon method for computation of the average areal precipitation in a river basin

Изразът за изчисляването на средния териториален валеж за  $n$ -то денонощие (или изобщо за даден период от време) за дадена територия  $j$  е:

$$(1) \quad \overline{P}_{jn} = \frac{\sum_{i=1}^s F_{ij} \cdot P_{in}}{F_j},$$

където:

$\overline{P}_{jn}$  – средният териториален валеж за територия  $j$  за  $n$ -то денонощие [cm];

$F_{ij}$  – големината на площта, прилежаща към станция  $i$ , която попада в обхвата на дадената територия  $j$  [ $\text{km}^2$ ];

$P_{in}$  – валежната сума в станция  $i$  за  $n$ -то денонощие [ $\text{cm}$ ];

$F_j$  – големината на площта на разглежданата територия  $j$  [ $\text{km}^2$ ];

$j$  – индекс за дадената територия, на която се определя средният териториален валеж (цял водосбор или височинна зона);

$n$  – индекс за някой период от време (например  $n$ -то денонощие);

$i$  – сумационен индекс за броя на станциите, които се използват във формулата (в горния израз броят на станциите е означен с  $s$ ).

Формулата на Тисен показва, че средният денонощен териториален валеж за дадена територия е претегленото средно от участващите валежни стойности, където в ролята на тегла са прилежащите площи към съответните станции.

### ***Площ на снежната покривка***

Определянето на пространствено-времевия обхват на снежната покривка за изследвания период е извършено с помощта на спътникови сцени от спътниците Landsat 5 и Landsat 7. Те са предпочетени поради сравнително високата пространствена разделителна способност на продуктите, които предлагат. Тя е около 30 m (1 arcsec). Важно условие за употребата на коя да е сцена е липсата на облачност над изследваната територия, за да има смисъл определянето на пространствения обхват на снежната покривка. Недостатък на данните от горепосочените спътници е по-ниската времева разделителна способност. Спътниковите сцени от Landsat обикновено са през около една седмица, но в случай на облачност над изследваната територия или въобще при липса на някоя сцена в базата от данни, времевият интервал между годните за употреба сцени нараства и може да достигне дори до няколко месеца. Тъй като са необходими ежедневни данни за дела на снежната покривка за всяка зона поотделно, се налага използването на интерполация между датите с налични данни за площта във всяка зона. Използвана е по части линейна интерполация между всеки две съседни дати за всяка височинна зона.

За разграничаване на снежната покривка от останалите обекти и повърхнини се използват различни спектрални сензори, алгоритми, индекси и комбинации от канали (каналите са отрязъци от електромагнитния спектър, ивици около някоя дължина на електромагнитните вълни). Сензорите на спътниците Landsat 5 и Landsat 7 са пасивни, т.е. работят с отразената от земната повърхност и атмосферата светлина, чийто основен източник е Слънцето. Спътниковите сцени са съставени от различни спектрални канали. Съгласно спектралните характеристики на снежната покривка са използвани видим и късовълнов инфрачервен канал за определяне на снежното покритие във водосборните басейни. И за двата сензора използваният видим канал е в диапазона 0,52 – 0,60  $\mu\text{m}$  и това е зелен канал (Green – VIS), а късовълновият

инфрочервен канал обхваща областта 1,55 – 1,75  $\mu\text{m}$  (SWIR). Със свободен достъп са сцените Level-1. Въпреки че тези спътници Landsat 5 TM и Landsat 7 ETM+ са част от една серия – Landsat, всеки сензор е специфичен и се отличава от останалите (Wicks, 2010).

Двата канала, които са използвани за обособяване на снежната покривка, са включени в изчисляването на т. нар. Normalized-Difference Snow Index (NDSI). Именно чрез този индекс се определя снежното покритие. NDSI е основан на високата степен на отражение във видимия спектър и високата степен на абсорбиране (ниска степен на отражение) в инфрочервения спектър на снега (Hall, Riggs 2011). Изчислява се по следния начин:

$$(2) \quad NDSI = \frac{Green - SWIR}{Green + SWIR},$$

където:

*NDSI* – стойността на индекса, който е безразмерен;

*Green* – стойността на отражаемостта в зеления канал (0,52 – 0,60  $\mu\text{m}$ );

*SWIR* – стойността на отражаемостта в късовълновия инфрочервен канал (1,55 – 1,75  $\mu\text{m}$ ).

Стойностите на отражаемостта и за двата канала в случая са в части от единицата. Формулата за NDSI се прилага за всеки пиксел от спътниковата сцена, за който са налични необходимите данни от спектралните канали. Чрез този показател се прави нормирана разлика между двете избрани части от електромагнитния спектър, като възможните стойности са от -1 до +1. Когато NDSI е над 0 е много вероятно да има наличие на сняг. Окончателен и удовлетворителен праг обаче все още не е приет поради сложния комплекс от условия, в които се развива снежната покривка на различните места по света. Това особено важи за горските ареали (където има снегонатрупване, снегозадържане и снеготопене), тъй като има смесване на спектралните характеристики на различни видове покрития през различните сезони (Wang et al. 2015). В настоящото изследване като примерен праг е използван  $NDSI \geq 0,2$  – над този праг се приема, че в разглеждания пиксел има снежна покривка. Чрез подбора на този праг през летните месеци (през юли или август) не се отчита наличие на снежна покривка, което отговаря на климатичните условия за нашата страна (Векилска 2004).

Анализът на спътниковите сцени е извършен с помощта на QGIS 2,18 и програмният език R. Процедурата по извършената обработка е следната:

1. Спътниковите сцени се изтеглят от електронната страница на Earth Explorer във формат GeoTIFF. Всеки файл в този формат е спектрален канал от сцената.

2. Извършена е атмосферна корекция на използваните канали съгласно Young et al. (2017). В QGIS е използван Semi-Automatic Classification Plugin

и функцията DOS1. По този начин се прави преход от дигитални числа, чрез които се пази информацията за каналите, към отражаемост.

3. С цел по-добри резултати е използвана проекцията UTM zone 34 N WGS 1984 за всеки канал от всяка сцена.

4. Извършена е визуална проверка на сцените за наличието или липсата на облачност над изследваната територия.

5. Изчислен е NDSI за територията на водосборите от наличните сцени.

6. Чрез примерния праг за  $NDSI \geq 0,2$  е определен дялът на снежната покривка от общата площ за всяка височинна зона.

7. Извършена е по части линейна интерполация между наличните данни от сцените, за да се оцени дялът на снежната покривка за всяка височинна зона за всеки ден от изследвания период.

### *Множител (коэффициент) градус-ден*

Множителят градус-ден, degree-day factor, е тясно свързан с характеристиките на снежната покривка – плътността на снега, дебелина (височина) на снега, воден еквивалент на снега, а също и с метеорологичните условия, особено с температурата. Измерва се в [cm] и превръща положителните градус-дни в ежедневен воден еквивалент на стопения сняг [cm] (Martinec et al. 2008):

$$(3) \quad M = a.T,$$

където:

$M$  – денонощният воден еквивалент на стопения сняг [cm];

$a$  – множителят градус-ден  $\left[ \frac{cm}{^{\circ}C.d} \right]$ ;

$T$  – стойността на градус-дните (числено равна на средната денонощна температура, ако е положителна, а ако е отрицателна, е приравнена на нула, за да няма отрицателно снеготопене) [ $^{\circ}C.d$ ].

Стойностите на множителя градус-ден могат да бъдат изчислени чрез съпоставяне на стойностите на градус-дните с намаляването на водния еквивалент на снега, който е измерван с радиоактивен уред, лизиметър за сняг, снежна възглавница или тегловен снегомер и снегомерна рейка (Маринов и др. 1980; Dewalle, Rango 2008). Ефектът от ежедневните колебания на градус-дните върху речния отток от водосборния басейн е значително намален при изчисленията на SRM, защото ежедневните степени снежни маси са наложени върху по-постоянния минимален отток, както се вижда от основното уравнение на модела (Martinec et al. 2008). Множителят градус-ден не е константа, а се променя в зависимост от характеристиките на снега по време на снеготопенето. При отсъствие на детайлни измервания и данни за характеристиките на снежната покривка и техните времеви промени, множителят градус-ден може да бъде определен чрез следното емпирично уравнение (Martinec et al. 2008):

(4)

$$\alpha = 1,1 \frac{\rho_s}{\rho_w},$$

където:

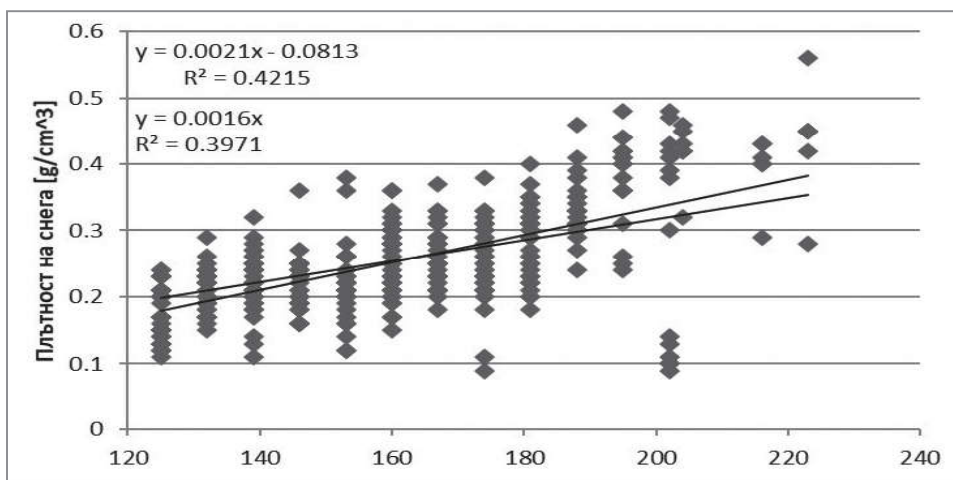
$$a - \text{множителят градус-ден} \left[ \frac{cm}{^{\circ}C.d} \right];$$

$$\rho_s - \text{плътността на снега} \left[ \frac{kg}{m^3} \right] \text{ или } \left[ \frac{g}{cm^3} \right];$$

$$\rho_w - \text{плътността на водата, която за практически цели се приема за } 1000 \left[ \frac{kg}{m^3} \right] \text{ (или } 1 \left[ \frac{g}{cm^3} \right]).$$

Когато плътността на снега нараства, албедото намалява и съдържанието на течна вода в снега расте (Dewalle, Rango 2008). Следователно плътността на снега е показател за промените на условията, които поддържат снеготопенето. Множителят градус-ден може да бъде определен за всяка височинна зона или за целия водосборен басейн. Понятието градус-ден се обяснява по-подробно при разглеждането на температурата на въздуха.

За плътността на снежната покривка се използват данни от Западните Родопи, обработени чрез линейна регресия, за която времето 01.09.2007 до 31.08.2008 г. е независимата променлива и участва като поредни дни в примерния период. Построени са две зависимости. При едната свободният член изкуствено е поставен да бъде равен на нула, което е свързано с липсата на отрицателна плътност на снега (фиг. 2). Получените резултати се използват във формула (4) за всеки един ден. Процедурата е същата и за останалата част от изследвания период.



Фиг. 2. Линейна регресия за плътността на снега в зависимост от времето за 2007/2008 г.

Fig. 2. Linear regression for the snow density over time during the period 2007/2008

## Вертикален температурен градиент

Вертикалният температурен градиент е необходим при изчисляването на средните денонощни температури на височинните зони. Тези температури се отнасят за средните надморски височини на зоните и приблизително заместват средните териториални температури. Чрез използването на температурни данни от различни по надморска височина станции може да се определя ежедневиият вертикален температурен градиент. При липса на повече станции може да се направи преглед на налични климатични данни, които обаче поради осредненията за дълги периоди от време прикриват денонощната термична динамика. При липса на данни Martines et al. (2008) препоръчват да се използва вертикален температурен градиент от  $0,65\text{ }^{\circ}\text{C}$  на  $100\text{ m}$ . Това е обобщена стойност за тропосферата.

По определение вертикалният температурен градиент за даден период от време представлява изменение на температурата на въздуха за този период с промяна на височината, като градиентът се умножава с минус единица (Векилска и др. 1992; Сиракова 2000):

$$(5) \quad \gamma_n = -\frac{\Delta T_n}{\Delta Z_n} = -\frac{T_{2n}-T_{1n}}{Z_2-Z_1} = \frac{T_{1n}-T_{2n}}{Z_2-Z_1},$$

където:

$\gamma_n$  – вертикалният температурен градиент за n-то денонощие  $\left[\frac{^{\circ}\text{C}}{\text{m}}\right]$  или  $\left[\frac{^{\circ}\text{C}}{100\text{ m}}\right]$ ;

$\Delta T$  – разликата в температурите на две нива с различни надморски височини [ $^{\circ}\text{C}$ ];

$\Delta Z$  – разликата в надморските височини на двете нива [m];

$T_2$  – температурата за n-то денонощие на станцията с по-голяма надморска височина (станция 2) [ $^{\circ}\text{C}$ ];

$T_1$  – температурата за същото денонощие на станцията с по-малка надморска височина (станция 1) [ $^{\circ}\text{C}$ ];

$Z_2$  – надморската височина на по-високо разположената станция (станция 2) [m];

$Z_1$  – надморската височина на по-ниско разположената станция (станция 1) [m].

При умножаване на числителя и знаменателя в горната формула със 100 се получава вертикален температурен градиент на  $100\text{ m}$ , като това е и най-често използваният вариант. Обикновено температурата се понижава с нарастване на надморската височина и при умножението с минус единица се получават положителни стойности за градиента на температурата. Следователно при наличие на температурни инверсии в слоя, засегнат от инверсия, така изчисленият градиент ще е отрицателен.



## *Температура на въздуха (градус-ден)*

Данните за температурата на въздуха са необходими на модела SRM за разделяне на денонощните валежи за водосбора или за височинните зони на дъжд или сняг. Чрез температурата в SRM се отчитат условията на затопяне на времето и се изчислява количеството на ежедневния воден еквивалент на стопения сняг, когато има наличие на снежна покривка и температури над 0 °C.

Данните за температурата на въздуха са обработени чрез изчисляването на средноденонощен вертикален температурен градиент и на средноденонощните температури към средната надморска височина на всяка височинна зона.

Martinez et al. (2008) използват и понятието градус-ден (градус-денонощие), [°C.d], за температурата на въздуха, тъй като средните ежедневни температури се отнасят за едно денонощие, т.е. обобщават температурата за цялото денонощие. От друга страна, величината градус-ден е свързана с използването на базова температура (Dewalle, Rango 2008). Тогава разликата между средната денонощна температура за дадено денонощие и избраната базова температура дава величината градус-ден за денонощието. Когато базовата температура например е 0 °C, стойността на градус-дните е числено равна на средната денонощна температура. От тук следва, че за снеготопенето, разглеждано за денонощие, съществени са положителните средни денонощни температури, т.е. положителни градус-дни, при базова температура от 0 °C. Според Martinez et al. (2008) средните температури за денонощие трябва да са изчислени към средните надморски височини на височинните зони, като се използва вертикален температурен градиент. По този начин те са условно аналогични на средните териториални температури и ги заместват.

Средната денонощна температура на въздуха за дадена територия може да се изчисли, като се използват или средните денонощни температури на станциите, или техните максимални и минимални денонощни температури. При втория вариант се намира средната аритметична от максималната и минималната температура за дадено денонощие и полученият резултат се приема за условна средна денонощна температура в дадената точка. След това се определя и териториалната средна денонощна температура чрез градиента.

С помощта на средноденонощния вертикален температурен градиент, изчислен видмежду дадени две станции за всяко денонощие, може да се интерполира между тези станции (или да се екстраполира извън тях, когато е необходимо) и да се намират стойностите на средната денонощна температура за дадена надморска височина с помощта на израза за линейна интерполация (по Боянов 1998):

$$(6) \quad T_{x_n} = T_{1_n} + \left( \frac{T_{2_n} - T_{1_n}}{z_2 - z_1} \right) \cdot (Z_x - Z_1) = T_{1_n} - \frac{\gamma_n}{100} \cdot (Z_x - Z_1) ,$$

където:

$T_{x_n}$  – търсената стойност на температурата в дадено място  $x$  с известна надморска височина  $Z_x$  и за денонощие с индекс  $n$ , измерена в [°C];

$Z_x$  – известната надморска височина, на която се търси температурата за денонощие  $n$  [m];

$T_{2_n}$  – температурата за денонощие  $n$  на станцията с по-голяма надморска височина (станция 2) [°C];

$T_{1_n}$  – температурата за същото денонощие на станцията с по-малка надморска височина (станция 1) [°C];

$Z_2$  – надморската височина на по-високо разположената станция (станция 2) [m];

$Z_1$  – надморската височина на по-ниско разположената станция (станция 1) [m];

$\gamma_n$  – вертикален градиент на температурата между двете станции 1 и 2 за денонощие  $n$ , измерван в най-често използвания си вид – градуси на 100 m  $\left[ \frac{^{\circ}\text{C}}{100\text{ m}} \right]$ ;

$n$  – индекс за времеви период, за който се извършват изчисленията (например за  $n$ -то денонощие).

### ***Критична температура***

Критичната температура определя дали измерените или прогнозираните валежи са от дъжд или от сняг (Martines et al. 2008). SRM има нужда от критичната температура, за да определи дали валежите веднага допринасят за речен отток – ако са от дъжд, или, ако температурата на въздуха е по-ниска от критичната, се наблюдава снеговалеж. Ако вали сняг, моделът автоматично запазва на склад падналите снежни маси и ги държи, докато не настъпят условия за снеготопене (когато температурите са положителни) в по-късен етап. Стойностите на критичната температура могат да бъдат определени чрез наблюдения на температурите по време на валежните събития.

Според „Природният и икономическият потенциал на планините в България“ (1989) първите снеговалежи започват да падат и при положителни температури на земната повърхност (от 0 до 5 °C). Те са свързани най-често с преминаването на студени атмосферни фронтове, идващи от северозапад или североизток. През отделни години от тези валежи се образува снежна покривка с малка плътност и дебелина и с незначителни водни запаси. Като цяло средните дати на първата снежна покривка в планините са по-късни както от датите на първите снеговалежи, така и от датите на първите мразове.

Според Сотиров (1960) може да се приеме, че при температура на въздуха под -1 °C валежите са във вид на сняг. Предлага се дори и по-нисък праг за усло-

вията на нашата страна (между  $-1$  и  $-2$  °C), под който валежите са изключително от сняг.

В работата на Wagner (2009) се посочва примерен интервал между  $-2$  и  $2$  °C, в който се наблюдават смесени валежи. Под  $-2$  °C валежите са от сняг, а над  $2$  °C валежите са от дъжд.

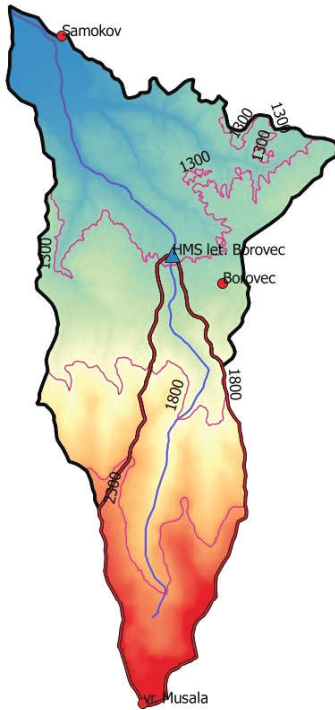
Според Martines et al. (2008) критичната температура има и сезонен ход. Например през студеното полугодие е по-висока отколкото през топлото.

За удобство при прилагане на модела SRM може да се приеме примерен праг от  $0$  °C за критична температура.

## РЕЗУЛТАТИ

Водосборният басейн на р. Мусаленска Бистрица – Самоков е развит в северния склон на Рила планина, между  $963$  m при Самоков и  $2925$  m при в. Мусала, със средна надморска височина  $1644$  m. Заема площ  $56,44$  km<sup>2</sup> и има продълговата форма с разширена долна част. Средната надморска височина на речния водосбор на р. Мусаленска Бистрица – лет. Боровец, където е едноименната ХМС, е  $2113$  m, а площта е  $19,43$  km<sup>2</sup>. За целите на изследването, речният водосбор на р. Мусаленска Бистрица до гр. Самоков е поделен на четири височинни зони, условно обозначени с първите четири главни латински букви и описани чрез тяхната площ и средна надморска височина. Подобен е подходът и за водосбора на р. Мусаленска Бистрица до лет. Боровец, при който има три височинни зони (фиг. 3, табл. 1).

Представените тук резултати са за периода от 01.09.2007 до 31.08.2008 г. Подобни резултати се получават и за останалата част от изследвания период за различните метеорологични величини.



Фиг. 3. Схема на водосборния басейн на река Мусаленска Бистрица  
Fig. 3. Scheme of the Musalenska Bistritsa river basin

Таблица 1  
Table 1

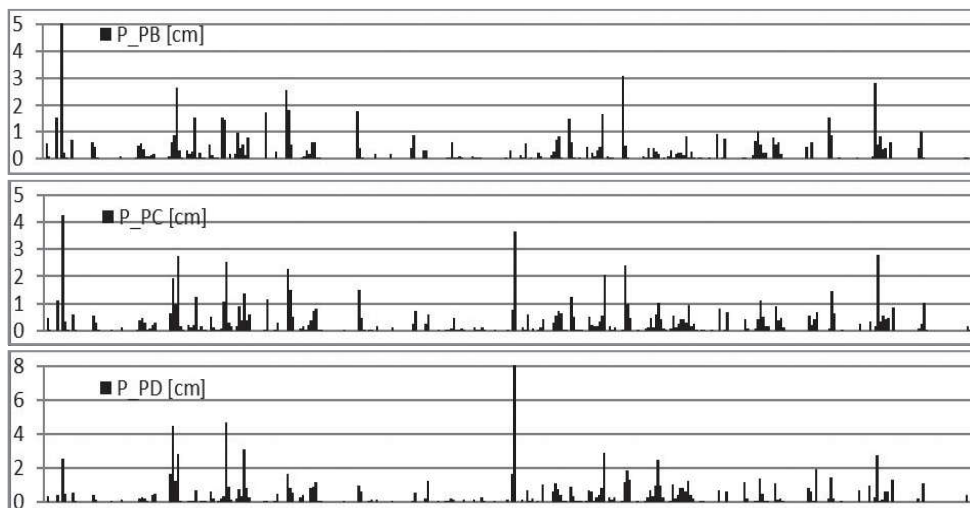
Височинни зони на водосбора на река Мусаленска Бистрица  
Elevation zones of the Musalenska Bistritsa river basin

Речен водосбор	Височинна зона	Площ [km <sup>2</sup> ]	Средна надморска височина [m]		Височинен обхват [m]
			Средна аритметична	Медиана	
Водосбор до Боровец	PВ	3,29	1570,38	1590	1275–1800
	PC	8,48	2083,22	2095	1800–2300
	PD	7,47	2488,77	2462	2300–2925
	Общо	19,24	2153,59	2209	1275–2925
Водосбор до Самоков	A	18,5	1175,71	1201	963–1300
	B	17,26	1454,69	1401	1300–1800
	C	12,88	2055,09	2054	1800–2300
	D	7,8	2480,34	2451,5	2300–2925
	Общо	56,44	1643,55	1429	963–2925

### *Денонощни средни териториални валежи*

Получените данни за средните денонощни териториални валежи по височинни зони са представени на фиг. 4, където P<sub>PВ</sub>, P<sub>PC</sub> и P<sub>PD</sub> обозначават валежите за съответната зона в [cm]. Максимални стойности от 5,2 cm (52 mm)

за денонощие са наблюдавани в началото на месец септември 2007 г. в най-ниската височинна зона на водосбора на р. Мусаленска Бистрица до Боровец. В началото на месец февруари 2008 г. са отчетени стойности от над 8 cm (и по-точно 105 mm) в най-високата височинна зона за същия речен басейн.

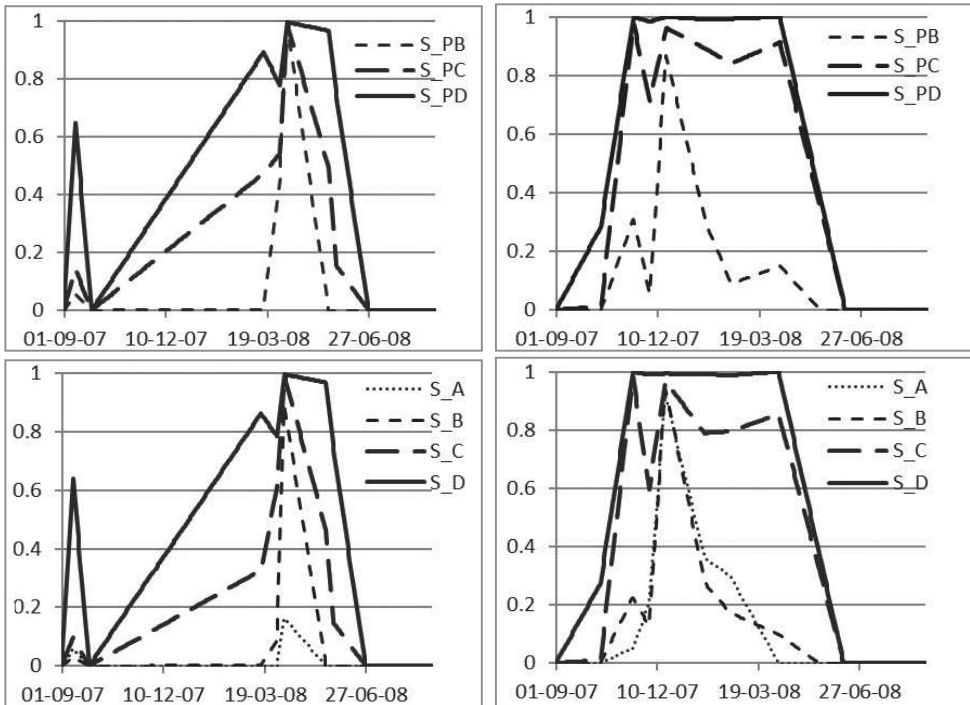


Фиг. 4. Среден териториален валеж [cm] за водосбора на р. Мусаленска Бистрица до лет. Боровец по височинни зони през 2007/2008 г.

Fig. 4. Average areal precipitation [cm] in the Musalenska Bistrica river basin at Borovets by zones during the period 2007/2008

### ***Относителен дял на площта на снежната покривка***

От получените данни за снежната покривка се наблюдават съществени различия между двете времеви редици, получени от Landsat 5 и Landsat 7. Налице е несъвпадение между данните за относителния дял на снежната покривка от площта на всяка височинна зона, получени по единия и по другия спътник. Причините могат да са няколко – различна осигуреност със сцени от архива на Earth Explorer поотделно за всеки от спътниците, различен отговор на използваните канали на посочения примерен праг от 0,2 за NDSI поради техническите спецификации на сензорите на всеки един спътник. Други особености, които се забелязват, са увеличаването на относителния дял на снежната покривка при по-високо разположените височинни зони, а също и увеличаване на продължителността на съществуване на снега с увеличаване на надморската височина. По-точни графики могат да се получат при наличие на повече спътникови данни. Установените различия намират отражение в получените данни за ежедневния дял на снежната покривка от площта на височинните зони през 2007/2008 г. на изследваните речни водосбори (фиг. 5).

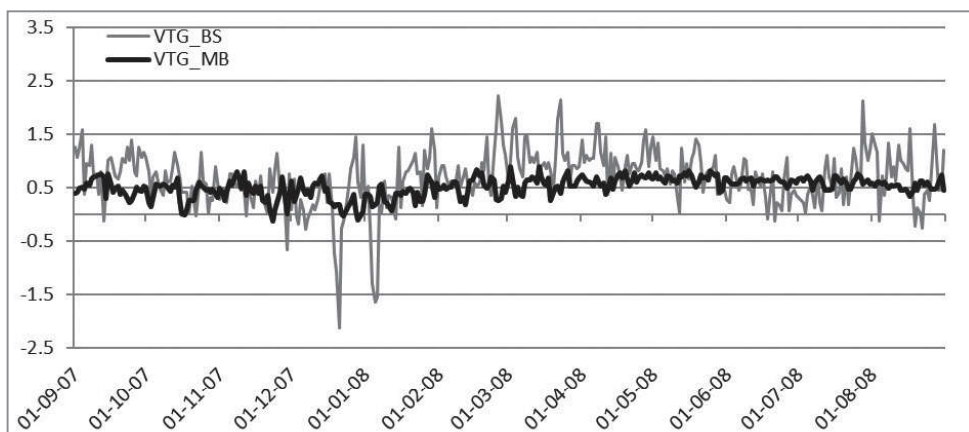


Фиг. 5. Ежедневен дял (в части от единицата) на снежната покривка от площта на височинните зони през 2007/2008 г. на: (горе вляво) водосбора до Боровец по данни от Landsat 5, (горе вдясно) водосбора до Боровец по данни от Landsat 7, (долу вляво) водосбора до Самоков по данни от Landsat 5, (долу вдясно) водосбора до Самоков по данни от Landsat 7

Fig. 5. Daily snow-covered area (as a part of 1) by zones during the period 2007/2008 for: (upper left) the river basin at Borovets with data from Landsat 5, (upper right) the river basin at Borovets with data from Landsat 7, (bottom left) the river basin at Samokov with data from Landsat 5, (bottom right) the river basin at Samokov with data from Landsat 7

### ***Вертикален температурен градиент***

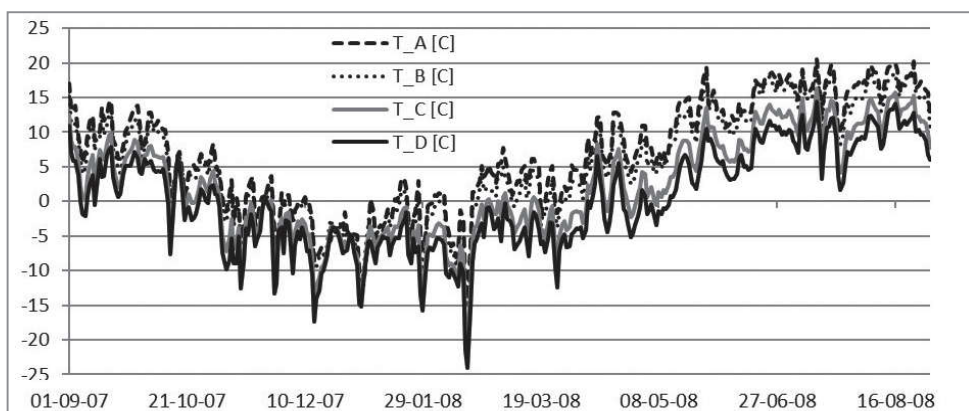
Получените резултати за вертикалния температурен градиент показват, че градиентите от по-ниските части на планинския склон, т.е. между Самоков и Боровец, са по-изменчиви, варират в по-широки граници. За градиентите между Самоков и Боровец за целия тригодишен период коефициентът на вариация е 91,02%, докато за тези между Боровец и в. Мусала той е 34,96%. Средният денонощен градиент за целия период е 0,62 °C/100 m между Самоков и Боровец и 0,51 °C/100 m между Боровец и в. Мусала. Графиките на изчислените средни денонощни (ежедневни) вертикални температурни градиенти между Самоков и Боровец и между Боровец и в. Мусала са представени на фиг. 6.



Фиг. 6. Среден денонощен вертикален температурен градиент [ $^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ ] между Самоков и Боровец (VTG\_BS) и между Боровец и вр. Мусала (VTG\_MB) през 2007/2008 г.  
 Fig. 6. Average daily temperature lapse rate [ $^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ ] between Samokov and Borovets (VTG\_BS), and Borovets and Musala peak (VTG\_MB) during the period 2007/2008

### *Средни денонощни температури*

Средните денонощни температури на въздуха се изменят синхронно в изследваните височинни зони за периода от 1 септември 2007 г. до 31 август 2008 г. (фиг. 7, където T\_A, T\_B, T\_C и T\_D обозначават температурите за съответната зона). Средните денонощни температури на въздуха в изследвания речен водосбор намаляват с увеличаване на надморската височина. Изключения са моментите от времето, когато се наблюдават температурни инверсии в планинското подножие. За най-високите зони са използвани градиентите между Боровец и Мусала, а за най-ниската зона – тези между Самоков и Боровец, съгласно надморските височини на всяка зона и на отделните станции.



Фиг. 7. Средни денонощни температури [ $^{\circ}\text{C}$ ] за височинните зони на водосбора до Самоков за 2007/2008 г.

Fig. 7. Average daily temperature [ $^{\circ}\text{C}$ ] by zones for the larger basin during the period 2007/2008

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приложените методи за определяне на основните метеорологични величини, необходими за работата на модела Snowmelt Runoff Model доказват своята валидност при тестването на модела за получаване на ежедневни водни количества в неизучени речни водосбори. Получените ежедневни данни за изследваните метеорологични елементи могат да бъдат приложени при изследване на климата. При по-нататъшни изследвания е възможно използването и на други методични процедури (Habib et al. 1999, Wagner 2009, WMO 2012 и др.) за определяне на входните метеорологични величини за SRM.

## ЛИТЕРАТУРА

- Боянов, Б. 1998. Лекции по числени методи. София, Дарба.
- Векилска, Б. 2004. Обща климатология. София, Университетско издателство „Св. Климент Охридски“.
- Векилска, Б., Д. Топлийски, Г. Рачев, Г. Гайдарова, И. Пенков. 1992. Ръководство по климатология. София, Университетско издателство „Св. Климент Охридски“.
- Маринов, И., С. Герасимов, Д. Мандаджиев, Д. Печинов. 1980. Хидрологичен наръчник, част II. София, ДИ „Техника“.
- Природният и икономическият потенциал на планините в България. 1989. Том 1, Природа и ресурси. София, издателство на БАН.
- Сиракова, М. 2000. Атмосфера и климат. София, издателство Херон Прес.
- Сотиров, А. 1960. Върху прогнозата на пролетното пълноводие. – *Хидрология и метеорология*, 1, 59–68.
- Abudu, S., C. Cui, M. Saydi, J. P. King. 2012. Application of Snowmelt Runoff Model (SRM) in Mountainous Watersheds: A Review. – *Water Science and Engineering*, 5(2), 123–136.
- Alam, A., A. H. Sheikh, S. A. Bhat, A. M. Shah. 2006. Snowmelt Runoff Estimation of a Himalayan Watershed through Remote Sensingq GIS and Simulation Modeling. – In: ISPRS Archives – Volume XXXVI Part 4.
- Dewalle, D. R., A. Rango. 2008. Principles of Snow Hydrology. Cambridge, Cambridge University Press.
- Habib, E., W. F. Krajewski, V. Nespor, A. Kruger. 1999. Numerical Simulation Studies of rain Gage Data Correction due to Wind Effect. – *Journal of Geophysical Research*, 104, No. D16, 19723–19733.
- Hall, D. K., G. A. Riggs. 2011. Normalized-Difference Snow Index (NDSI). – In: Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers. Springer.
- Ma, H., G. Cheng. 2003. A test of Snowmelt Runoff Model (SRM) for the Gongnaisi River basin in the western Tianshan Mountains, China. – *Chin. Sci. Bull.*, 48, 2253–2259.
- Martinez, J., A. Rango, R. Roberts. 2008. Snowmelt Runoff Model (SRM) User's Manual – Updated Edition For Windows, New Mexico State University, 180p.
- Nalder I.A., R.W. Wein. 1998. Spatial interpolation of climatic normals: test of a new method in the Canadian boreal forest. – *Agric. For. Meteorol.*, 92(4), 211–225.



- Wagner, A. 2009. Literature Study on the Correction of Precipitation Measurements. FutMon.
- Wang, Y., J. Wang, Z. Jiang, H. Li, X. Hao. 2015. An Effective Method for Snow-Cover Mapping of Dense Coniferous Forests in the Upper Heihe River Basin Using Landsat Operational Land Imager Data. – *Remote Sensing*, 7.
- Wicks, J. 2010. Lake Erie Water Quality Research Project. Comparison of Landsat-5 TM and Landsat-7 ETM+ Spectral Output in Image Pairs of Lake Erie's Western Basin: 2005–2008. Bowling Green State University.
- WMO (World Meteorological Organization). 2012. Guide to Meteorological Instruments and Methods of Observation, WMO-No. 8.
- Young, E. N., R. S. Anderson, S. M. Chignell, A. G. Vorster, R. Lawrence, P. H. Evangelista. 2017. A survival guide to Landsat preprocessing. – *Ecology*, 98(4), 920–932.

#### SUMMARY

#### METEOROLOGICAL QUANTITIES FOR THE SNOWMELT RUNOFF MODEL FOR MUSALENSKA BISTRITSA RIVER BASIN

Meteorological processes are the main reason to form the river discharge in a river basin. Consequently, meteorological data and its processing is one of the most important parts in the process of hydrological modelling. Also, there are some difficulties when it comes to collecting raw data or using the archives. In this research different methods are used to compute the necessary meteorological variables and parameters for the Snowmelt Runoff Model. These quantities are the areal daily precipitation, the daily snow-covered area, the daily degree-day factor, the daily average temperature lapse rate, the daily average temperature, the daily critical temperature. Thiessen polygon method is applied when calculating of the average areal daily precipitation. Satellite scenes from Landsat 5 and Landsat 7 are used to determine the snow-covered area using NDSI and piecewise linear interpolation. Linear interpolation together with temperature lapse rate are employed when computing the average daily temperature. Raw data for the snow density and linear regression are used to determine the degree-day factor. Climatological and historical results are applied when estimating the critical temperature. Acceptable results related to Musalenska Bistritsa river basin during the period 01.09.2007 to 31.08.2010 are obtained and some of them are shown graphically.