

ŠTÚDIE

JÁN TOMLAIN

PRIESTOROVÉ A ČASOVÉ ROZLOŽENIE POTENCIÁLNEHO VÝPARU NA
ÚZEMI ČSSR

Ján Tomlain: Spatial and Time Distribution of Potential Evaporation on the Territory of the ČSSR. Geogr. Čas., 32, 1980, 1; 4 fig., 6 maps, 2 tab., 22 refs.

This study deals with the geographical distribution of potential evaporation from the soil surface on the territory of Czechoslovakia for the year and for the seasons. The average monthly sums of potential evaporation have been calculated according to the complex method elaborated by M. I. Budyko. As a fundamental material for the calculation, long-term averages of the climatic elements have been used.

Pod potenciálnym výparom zvyčajne rozumieme maximálne možný výpar pri daných meteorologických podmienkach z dostatočne zavlaženého povrchu pôdy. Charakterizuje vlastne hornú hranicu výparu z pôdy, ak táto nie je limitovaná nedostatkom vlhky. Údaje o priestorovom a časovom rozložení potenciálneho a skutočného výparu z povrchu pôdy majú veľký význam pri riešení celého radu teoretických i praktických otázok poľnohospodárstva, lesného a vodného hospodárstva, energetiky, hydrogeológie, tvorby a ochrany životného prostredia a pod.

Výpar zo zavlaženého povrchu pôdy závisí od veľkého počtu činiteľov, z ktorých najdôležitejšie sú bilancia žiarenia a turbulentný prenos vodných pár od vyparujúceho sa povrchu do atmosféry.

Základným zdrojom energie, ktorá je potrebná na výpar z ľubovoľného povrchu, je slnečná energia (na vyparenie 1 gramu vody je potrebné okolo 2500 J tepla). Bilancia žiarenia (rozdiel medzi pohlteným žiarením povrchom a efektívnym vyžarovaním) závisí od oblačnosti, výšky Slnka, albeda, obsahu vodných pár v atmosfére a od teplotných pomerov pôdy a vzduchu. Rastom výšky Slnka sa bilancia zväčšuje, rastom albeda znižuje. Vplyv oblačnosti na bilanciю žiarenia je dvojaký. Oblačnosť znižuje globálne žiarenie, ale súčasne znižuje aj efektívne vyžarovanie. Turbulentný prúd vlhky od povrchu pôdy do atmosféry určuje vertikálny gradient vlhkosti vzduchu a štruktúra poľa vetra nad vyparujúcim sa povrchom.

Rozhodujúce miesto pre stanovenie potenciálneho i skutočného výparu z povrchu pôdy patrí pôdnym výparomerom, ktoré túto hydrometeorologickú charakteristiku merajú priamo. Výparomery umožňujú hlbšie a presnejšie charakterizovať proces výparu a preveriť správnosť našich predstáv o tomto procese. V súčasnosti jestvujú výparomery rôznych konštrukcií pre všetky typy povrchov (voda, pôda, sneh, les, poľnohospodárske kultúry a pod.). Treba však poznamenať, že pôdnym výparomerom sa určuje zmena obsahu vlhky v pôdnom monolite, ktorý je izolovaný od okolitej pôdy, a preto údaje zistené meraním sa nemusia vždy vyznačovať veľkou presnosťou. Unikátnymi z hľadiska presnosti sú hydraulické výparomery, ktoré sa vyznačujú takmer neohraničenými možnosťami pôdných monolitov, z ktorých sa meria výpar.

V novších prácach sa tiež veľmi často predpokladá, že potenciálny výpar charakterizuje rýchlosť vyparovania z povrchu vodnej hladiny. Pozorovania ukazujú, že albedo povrchu pôdy je väčšie ako albedo vodnej hladiny. Sumy efektívneho vyžarovania, v dôsledku určitého zvýšenia vlhkosti a zníženia teploty vzduchu nad vodnou hladinou, v porovnaní so súšou sa znižujú. Je zrejme, že bilancia žiarenia vodného povrchu je potom zvyčajne trochu väčšia ako bilancia žiarenia pôdy. Z toho vyplýva, že energetické bázy výparu zo zavláženého povrchu pôdy a vodnej hladiny sú rozdielne. Rozdielne sú aj podmienky výmeny tepla v pôde a vo vode. V pôde sa prenos tepla uskutočňuje molekulárnou tepelnou výmenou, vo vode základnú úlohu hrá turbulentné premiešavanie. Vrstva, v ktorej nastáva tepelná výmena, je u vody oveľa väčšia ako v pôde, a preto vodná nádrž môže akumulovať viac tepla. Turbulentný prenos tepla medzi povrchom vody a atmosférou je v priemere niekoľkokrát menší ako medzi povrchom pôdy a atmosférou. Z uvedeného je zrejme, že výpar z vodnej hladiny neurčuje možný výpar z povrchu pôdy, hoci ich úhrny v ročnom chode sa v mnohých prípadoch paralelne.

Priame merania výparu z povrchu pôdy, resp. potenciálneho výparu sa robia iba na veľmi obmedzenom počte staníc, a preto neumožňujú získať údaje o priestorovom a časovom rozložení tejto charakteristiky pre väčšie územné celky. Pri nedostatku priamych meraní potenciálny výpar stanovujeme pomocou rôznych empirických a poloempirických vzťahov, ktoré určujú spojitosť potenciálneho výparu s meteorologickými charakteristikami. Tieto pozorujú na sieti meteorologických staníc.

Štúdiu potenciálneho výparu ako ukazovateľa možného výparu, ktorý sa môže v danej lokalite dosiahnuť, venuje sa celý rad prác, najmä zahraničných autorov (R. Lang, E. Martonn, A. I. Budagovskij, A. Meyer, H. L. Penman, L. P. Seriakova atď.). Z prvých prác venovaných stanoveniu potenciálneho výparu zasluhuje pozornosť práca E. M. Oldekopa, podľa ktorého potenciálny výpar určujeme ako funkciu sýtostného doplnku.

N. N. Ivanov [6] potenciálny výpar vyjadruje ako funkciu teploty a relatívnej vlhkosti vzduchu meraných v meteorologickej búde. Podľa Ivanova potenciálny výpar sa určuje vzorcom

$$E_0 = 0,0018 (T + 25)^2 \cdot (100 - r), \quad (1)$$

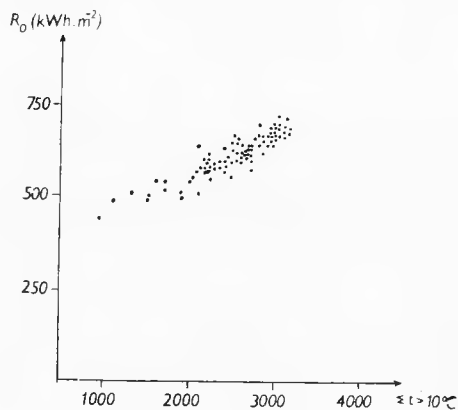
kde T a r sú priemerné mesačné hodnoty teploty a relatívnej vlhkosti vzduchu.

Potenciálny výpar podľa Ivanova je v zime oveľa väčší ako v lete v porov-

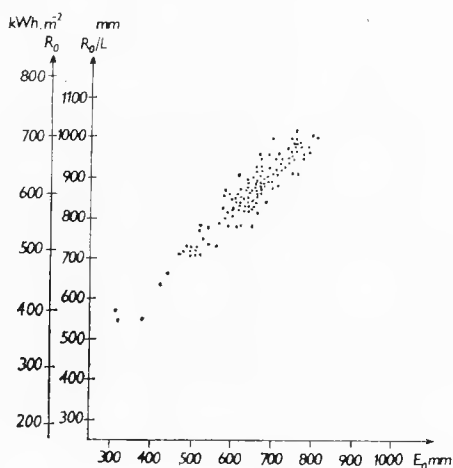
Tab. 1. Priemerné mesačné a ročné úhrny potenciálneho výparu v mm stanovené metódou Ivanova (E_{oI}), Turca (E_{oT}), Konstantinova (E_{oK}) a komplexnou metódou (E_o).

		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Hurbanovo	E_{oI}	14	21	43	75	91	103	116	107	80	44	24	14	732
	E_{oT}	0	4	21	47	72	88	97	87	63	33	14	4	530
	E_{oK}	7	16	42	83	108	128	131	114	82	41	18	8	778
	E_o	1	9	45	79	108	124	139	121	84	40	15	5	770
Trenčín	E_{oI}	15	20	38	68	84	88	95	85	66	40	24	15	638
	E_{oT}	0	3	18	42	67	82	88	80	57	30	12	3	482
	E_{oK}	8	11	37	76	105	121	117	105	67	37	15	7	706
	E_o	2	6	35	72	104	119	124	111	72	37	15	3	700
Oravský Podzámok	E_{oI}	13	17	29	50	70	75	77	71	55	37	23	16	533
	E_{oT}	0	0	9	30	54	69	74	65	46	23	8	1	379
	E_{oK}	4	8	17	57	90	106	106	85	53	29	11	6	572
	E_o	0	4	28	57	89	108	106	89	59	30	12	1	583
Skalnaté Pleso	E_{oI}	17	17	21	24	33	35	42	44	36	34	23	20	346
	E_{oT}	0	0	0	7	28	40	49	46	30	14	2	0	216
	E_{oK}	3	5	10	18	45	77	85	68	37	22	6	4	380
	E_o	0	1	6	16	60	76	77	72	47	27	4	1	387

naní s úhrnmi E_0 stanovenými komplexnou metódou (tab. 1). Objasnenie týchto rozdielov treba vidieť predovšetkým v rozdielnom ročnom chode sýtostrného doplnku (d) a rozdielu medzi napätím nasýtených vodných pár pri teplote vyparujúceho povrchu a napätím vodných pár vo vzduchu (d_0). V zime $d_0 < d$



Obr. 1. Porovnanie ročných súm bilancie žiarenia zavlaženého povrchu (R_0) s ročnými sumami priemerných denných teplôt vzduchu vyšších ako 10°C .



Obr. 2. Porovnanie ročných úhrnov potenciálneho výparu určených komplexnou metódou (E_0) a z bilancie žiarenia zavlaženého povrchu (R_0/L).

a v lete, naopak, $d_0 > d$. V lete rozdiely medzi priemernými mesačnými hodnotami d_0 a d v našich podmienkach presahujú 2,5 mm. V zime úhrny potenciálneho výparu preyšujú sumy bilancie žiarenia a toku tepla z pôdy. Turbulentný tok tepla z atmosféry k povrchu pôdy je v tomto období malý, preto úhrny potenciálneho výparu podľa Ivanova nie sú zabezpečené energiou.

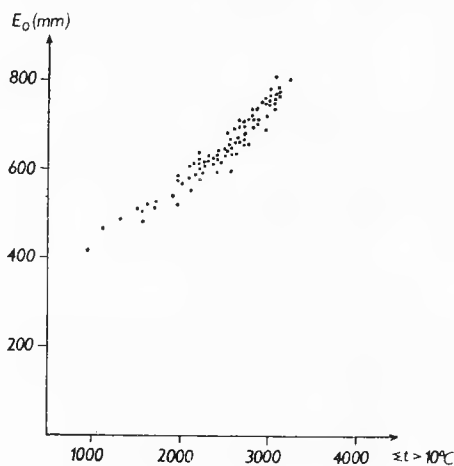
G. T. Seljaninov [12] pre výpočet ročných úhrnov potenciálneho výparu navrhuje vzťah

$$E_0 = k \cdot \Sigma t > 10^\circ\text{C} \quad (2)$$

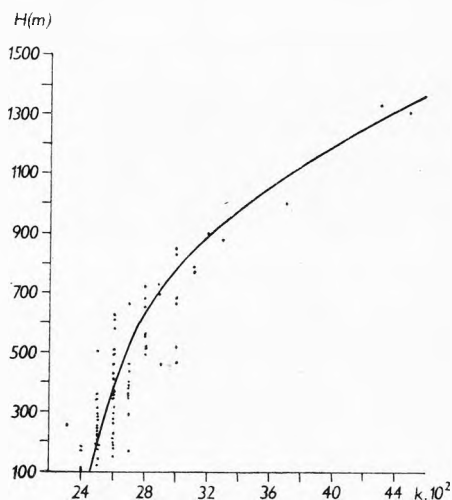
kde $\Sigma t > 10^\circ\text{C}$ je suma priemerných denných teplôt vzduchu vyšších ako 10°C za rok.

Keďže suma priemerných denných teplôt vyšších ako 10°C je veľmi často používanou agroklimatologickou charakteristikou, porovnajme túto veličinu s radiačnou bilanciou, t. j. s energetickou bázou potenciálneho výparu. Obrázok 1, ktorý je výsledkom uvedeného porovnania pre 110 staníc na území ČSSR, ukazuje, že medzi sumou teplôt a bilanciou žiarenia jestvuje závislosť blízka lineárnej. Táto skutočnosť potvrdzuje možnosť použitia sumy priemerných denných teplôt ($t > 10^\circ\text{C}$) za rok ako ukazovateľa ročných úhrnov E_0 . Treba však poznamenať, že rozptyl bodov na obr. 1 svedčí aj o existencii určitého nesúladu medzi bilanciou žiarenia a sumami teplôt, napr. v horských oblastiach, kde sumy teplôt ubúdajú s výškou oveľa rýchlejšie v porovnaní s bilan-

ciou žiarenia. Obráz 2 znázorňuje porovnanie ročných úhrnov potenciálneho výparu určených komplexnou metódou a z bilancie žiarenia zavláženého povrchu ($LE_0 = R_0$) pre 130 staníc ČSSR, ktoré charakterizujú rozdielne klimatické pomery ($L =$ latentné teplo vyparovania). Úhrny potenciálneho výparu,



Obr. 3. Porovnanie ročných súm priemerných denných teplôt vzduchu vyšších ako 10°C s ročnými úhrnmi potenciálneho výparu stanoveného komplexnou metódou (E_0).



Obr. 4. Zmena koeficientu $k = \frac{E_0}{\Sigma t > 10^\circ\text{C}}$ s nadmorskou výškou (E_0 — ročný úhrn potenciálneho výparu, $\Sigma t > 10^\circ\text{C}$ — ročná suma priemerných denných teplôt vzduchu vyšších ako 10°C).

určené z bilancie žiarenia zavláženého povrchu, sú v priemere o 25 % vyššie ako úhrny určené komplexnou metódou. Hlavnou príčinou týchto rozdielov je diferencia v teplotách medzi povrchom pôdy a vzduchu, čo vyvoláva turbulentný prenos tepla od povrchu do atmosféry, na čo sa spotrebuje časť energie bilancie žiarenia (približne $\frac{1}{4} R_0$). Skutočnosť, že rozdiel v ročných

úhrnoch $\frac{R_0}{L}$ a E_0 neprevyšuje 30 %, svedčí o pomerne malom vplyve teploty

a vlhkosti vzduchu na potenciálny výpar v porovnaní s bilanciou žiarenia. Obráz 3 znázorňuje porovnanie súm priemerných denných teplôt vyše 10°C za rok s ročnými úhrnmi potenciálneho výparu určeného komplexnou metódou, ktorá popri bilancii žiarenia berie do úvahy aj teplotu a vlhkosť vzduchu. Dostávame nelineárnu závislosť — pri veľkých sumách teplôt E_0 rastie rýchlejšie ako pri menších $\Sigma t > 10^\circ\text{C}$, čo je v súlade s obr. 2. Presnosť určenia ročných úhrnov potenciálneho výparu z ročných súm denných teplôt vyšších ako 10°C predstavuje v priemere 25 %.

Porovnaním ročných úhrnov potenciálneho výparu s ročnými sumami priemerných denných teplôt vyšších ako 10°C môžeme určiť zmenu koeficientu k v rovnici (2) s výškou, čo nám umožní pomerne jednoduchým spôsobom

sobom určí ročné úhrny potenciálneho výparu zo známych teplotných súm (obr. 4). Týmto jednoduchým postupom dostávame úhrny potenciálneho výparu blízke k úhrnom stanoveným komplexnou metódou, a preto ho odporúčame našim agroklimatológom.

Z empirických formúl, v ktorých sa potenciálny výpar určuje z údajov teploty vzduchu, spomenieme formuly Thornthwaita, Blaney a Criddla, Turca a Konstantinova.

Thornthwaitova formula [14] je založená na empirickej závislosti medzi priemernou teplotou vzduchu a potenciálnou evapotranspiráciou

$$E_T = 1,6 \left(10 \frac{\bar{T}}{I} \right)^a \cdot p, \quad (3)$$

kde

$$a = 6,75 \cdot 10^{-7} I^3 - 7,71 \cdot 10^{-5} I^2 + 1,79 \cdot 10^{-2} I + 0,49,$$

$$I = \text{súčet 12-mesačných hodnôt, } i = \left(\frac{T}{5} \right)^{1,514},$$

T = priemerná mesačná teplota vzduchu,

$$p = \frac{D}{30} \frac{N}{12} \quad (D - \text{počet dní v mesiaci, } N - \text{dĺžka svetlej časti dňa}).$$

Pri záporných teplotách $E_T = 0$ a pri teplotách nad $26,5^\circ\text{C}$ potenciálna evapotranspirácia je úmerná teplote vzduchu bez ohľadu na index I .

Thornthwaitova formula sa odvodila v podmienkach vlhkej klímy, a preto jej použitie v iných podmienkach vedie k podstatnejším chybám, a to najmä v zime a v prechodných ročných obdobiach.

Blaney a Criddle [1] pre výpočet evapotranspirácie navrhli formulu

$$E_T = 25,4 K \cdot F, \quad (4)$$

kde

$F = T \cdot p$ (T — priemerná mesačná teplota vzduchu ($^\circ\text{F}$),

p = vzťah svetlej časti dňa za mesiac k svetlej časti dňa za rok v %,

K = empirický koeficient, ktorý závisí od druhu rastlinstva a klimatických podmienok (pre obilniny, trávy a pasienky $K = 0,8$).

Úhrny potenciálneho výparu podľa metódy Blaney a Criddla na jar a na jeseň sú podstatne vyššie ako stanovené komplexnou metódou.

Turc [19] študoval závislosť výparu od zrážok a teploty vzduchu vo vybraných povodiach a určil možný výpar, ktorý nie je limitovaný zrážkami, takto:

$$E_0 = 300 + 25 T + 0,05 T^3, \quad (5)$$

kde

E_0 — ročný úhrn potenciálneho výparu,

T — priemerná ročná teplota vzduchu.

Potenciálny výpar za kratšie časové obdobia navrhuje počítat zo vzťahu

$$E_0 = \frac{1}{16} (T + 2) \sqrt[3]{Q}, \quad (6)$$

kde

T — priemerná mesačná teplota vzduchu,
 E_0 — úhrn potenciálneho výparu za dekádu,
 Q — denná suma globálneho žiarenia.

Úhrny potenciálneho výparu podľa Turcovej formuly sú oveľa nižšie v porovnaní s komplexnou metódou (tab. 1). Pre územie Slovenska rozdiely v ročných úhrnoch dosahujú vyše 30 % a v horách nad 40 %.

Pomerne rozšírenou je metóda A. R. Konstantinova [7], ktorý vyjadril empirickú závislosť medzi výparom meraným výparomermi (20 m²), teplotou a vlhkosťou vzduchu vo výške meteorologickej búdky. Podľa tejto metódy dostávame relatívne vysoké úhrny E_0 od novembra do marca. Koncom leta a začiatkom jesene sú úhrny potenciálneho výparu podľa Konstantinova v porovnaní s komplexnou metódou nižšie. Podľa tejto metódy potenciálny výpar nastáva aj pri záporných hodnotách sýtostného doplnku (január, máj, december), čo je nereálne [22].

K metódam, ktoré pri výpočte potenciálneho výparu vychádzajú z rovnice energetickej bilancie, patrí metóda, ktorú rozpracoval Penman [10]:

$$E_0 = \frac{\frac{\Delta}{\gamma} \frac{R}{L} + E_a}{\frac{\Delta}{\gamma} + 1}, \quad (7)$$

$E_a = 0,35 (1 + 0,537 u) (e_s - e)$,
 $R = 0,75 Q - I$,

kde

Δ — smernica krivky nasýtených vodných pár pri teplote vzduchu,
 γ — psychrometrická konštanta,
 R — bilancia žiarenia,
 I — efektívne vyžarovanie,
 u — rýchlosť vetra v mílach vo výške 2 m,
 e_s — napätie nasýtených vodných pár pri teplote vzduchu,
 e — skutočné napätie vodných pár vo vzduchu.

Porovnanie úhrnov potenciálneho výparu podľa Penmana a komplexnej metódy ukázalo, že úhrny stanovené komplexnou metódou sú vyššie ako Penmanovou metódou. Penman neberie do úvahy tok tepla do pôdy a bilanciu žiarenia počítača zo slnečného svitu, teploty a vlhkosti vzduchu i vetra.

Fyzikálne najlepšie zdôvodnenou metódou určovania potenciálneho výparu je metóda, ktorú rozpracoval M. I. Budyko [4]. Úhrny potenciálneho výparu podľa tejto, tzv. komplexnej metódy, určujeme zo vzťahu

$$E_0 = \rho D (q_s - q), \quad (8)$$

kde

ρ — hustota vzduchu,
 D — integrálny koeficient difúzie,

- q_s — špecifická vlhkosť vzduchu nasýteného vodnými parami pri teplote vyparujúceho sa povrchu,
 q — špecifická vlhkosť vzduchu (hmotnosť vodných pár v jednom grame vzduchu) v meteorologickej búde (2 m nad povrchom).

Priemerné hodnoty integrálneho koeficientu difúzie dosahujú v zime okolo 0,30 cm/s a v lete 0,6—0,7 cm/s.

A. G. Brojdo [2] ukázal, že D sa v priestore a čase mení pomerne málo. V suchých oblastiach je D väčšie ako v oblastiach s dostatkom vlhky. Denné hodnoty D dosahujú 1,0—1,5 cm/s; v noci pri inverzných podmienkach sú oveľa menšie. Závislosť priemerných hodnôt integrálneho koeficientu difúzie od vetra je slabá, pretože aj premenlivosť priemerných rýchlostí vetra je na kontinentoch relatívne malá a ďalej zmenšenie rýchlosti vetra pri nadadiabatických gradientoch vedie k zväčšeniu vplyvu termických činiteľov na turbulenciu, čo čiastočne kompenzuje vplyv zmenšených hodnôt D na turbulentnú výmenu vlhky.

Priemerná ročná amplitúda rýchlosti vetra na území ČSSR dosahuje 2 m/s a viac iba vo vyšších polohách. V Hradci Kráľovom je 1,7 m/s ($\bar{\varnothing}$ 1954—1964), Brne 1,0 m/s ($\bar{\varnothing}$ 1948—1964), Malackách 1,6 m/s, Hurbanove 1,1 m/s, Dolnom Kubíne 0,8 m/s, Poprade 1,4 m/s, Trebišove 1,3 m/s, Stropkove 0,7 m/s Švermove 1,7 m/s a na Skalnatom Plese 2,5 m/s ($\bar{\varnothing}$ 1961—1970). V ročnom chode najväčšie priemerné rýchlosti vetra najčastejšie pripadajú na koniec zimy — začiatok jari a najmenšie na koniec leta — začiatok jesene [21]. V dôsledku jestvovania funkcionálnej závislosti medzi D a $(q_s - q)$ zmenšenie priemerných hodnôt D o 0,1 cm/s znižuje úhrny potenciálneho výparu približne o 4%. L. P. Seriakova [13] ukázala, že úhrny potenciálneho výparu vypočítané pre $D = 0,4$ cm/s sú menšie v porovnaní s úhrnmi pre $D = 0,63$ cm/s iba o 8—10%. Bez toho, aby sme sa dopustili podstatnejšej chyby, pri výpočte E_0 môžeme použiť hodnotu $D = 0,63$ cm/s. Treba však poznamenať, že D sa mení v dennom i ročnom chode, avšak v súčasnosti zmeny D v závislosti od meteorologických činiteľov sú preštudované nedostatočne.

Vo vzťahu (8) vystupuje veličina q_s , na určenie ktorej potrebujeme teplotu povrchu pôdy. Ak údaje o teplote povrchu pôdy chýbajú, potom T_w môžeme vypočítať z rovnice energetickej bilancie

$$R = LE_0 + P + A, \quad (9)$$

kde

P — turbulentný tok tepla.

Po dosadení za $R = R_0 - 4s\sigma T_2^3 (T_w - T_2)$
a $P = \rho c_p D (T_w - T_2)$ do rovnice (9) dostaneme

$$R_0 - A = L\rho D (q_s - q_2 + \{4s\sigma T_2^3 + \rho c_p D\} (T_w - T_2)), \quad (10)$$

kde

R_0 — bilancia žiarenia zavlaženého povrchu (efektívne vyžarovanie vypočítané z teploty vzduchu),

$4s\sigma T_2^3 (T_w - T_2)$ — oprava na rozdiel medzi teplotou povrchu pôdy a vzduchu,

s — koeficient, ktorý charakterizuje vlastnosti vyžarujúceho povrchu,
 σ — Stefanova-Boltzmanova konštanta.

V rovnici (10) sú neznáme 2 veličiny, a to T_w a q_s , na určenie ktorých použijeme Magnusovu rovnicu

$$q_s = 4,6 \cdot 10^{7,45 \frac{T_w}{235 + T_w}} \quad (11)$$

Komplexná metóda berie do úvahy všetky základné faktory, ktoré vplývajú na potenciálny výpar, a preto úhrny určené touto metódou sú blízke skutočným. Porovnať úhrny potenciálneho výparu stanovené komplexnou metódou s nameranými nemôžeme, pretože merania tohto druhu na území ČSSR chýbajú.

Analýza výpočtu E_0 vykonaná vzhľadom na možné chyby pri určovaní bilancie žiarenia, toku tepla v pôde, integrálneho koeficientu difúzie a sýtostného doplnku ukázala, že chyba v stanovení mesačných úhrnov potenciálneho výparu pre letné mesiace tvorí 7—10 % a rok 4—5 %. V súčasnosti presnosť určenia potenciálneho výparu komplexnou metódou zodpovedá presnosti určenia jednotlivých zložiek rovnice energetickej bilancie.

V poslednom čase sa rozširuje sieť staníc, na ktorých popri bilancii žiarenia a vlhkosti pôdy sa viator, teplota vzduchu a pôdy, ako aj vlhkosť vzduchu merajú v niekoľkých hladinách. Výsledky týchto meraní dovoľujú stanoviť výpar z povrchu pôdy buď metódou energetickej bilancie (metódou Bowenovho pomeru), alebo metódou turbulentnej difúzie [4].

Okrem uvedených metód stanovenia potenciálneho výparu jestvuje celý rad ďalších metód (Trabert, Piché, Deacon a Swinbank, Kohler, Holzman, Obuchov a Monin a pod.). Väčšina z uvedených metód predpokladá údaje špeciálnych meraní.

Pri štúdiu priestorového a časového rozloženia potenciálneho výparu na území ČSSR sme aplikovali komplexnú metódu s použitím dlhodobých priemerov klimatických charakteristík za obdobie 1931—1960.

Uviedli sme, že energetickej bázou potenciálneho výparu je bilancia žiarenia zavlaženého povrchu. Jej ročné sumy sa na území ČSSR menia v pomerne širokých medziach. Najmenšie sumy (menej ako 400 kWh/km².rok) pripadajú na najvyššie polohy Vysokých a Nízkych Tatier, ako aj na severné horské oblasti Čiech, t. j. na oblasti s minimálnymi sumami pohľteného žiarenia povrchom. Najviac radiačného tepla (nad 700 kWh/m².rok) dostáva južná časť Podunajskej nížiny. Ročné sumy bilancie žiarenia zavlaženého povrchu nad 650 kWh/m² pozorujeme na Dolnomoravskom úvale, južnom Slovensku, v Košickej kotline a vo Východoslovenskej nížine, čo je zapríčinené predovšetkým zvýšeným prílevom globálneho žiarenia a relatívne menšími hodnotami albeda v zime a na jar. Stredné Čechy sú charakterizované sumami bilancie žiarenia zavlaženého povrchu väčšími ako 600 kWh/m² za rok.

Sumy R_0 (s výnimkou zimných mesiacov) sú väčšie ako sumy radiačnej bilancie pri normálnych podmienkach zavlaženia. Najväčšie hodnoty nadobúdajú tieto rozdiely v ročných sumách v relatívne suchších oblastiach ČSSR (okolo 130—150 kWh/m²), najmenšie vo vlhkých oblastiach (okolo 50—70 kWh/m²). V ročnom chode maximálne sumy R_0 najčastejšie pripadajú na jún;

smerom na východ pozorujeme tendenciu výskytu maxima R_0 v júli, čo zodpovedá ročnému chodu globálneho žiarenia. Minimálne sumy R_0 pripadajú na december—január. Záporné sumy radiačnej bilancie zavláženého povrchu sa vyskytujú počas 3—4 zimných mesiacov. Prechod R_0 cez nulu nastáva v novembri a vo februári.

Porovnanie priemerných súm R_0 a R v ročnom chode ukázalo, že $R > R_0$ v zime, pretože teplota povrchu pôdy je nižšia ako teplota vzduchu. V lete sú pomery obrátené. Priemerné teploty povrchu pôdy sú vyššie ako teploty vzduchu, preto efektívne vyžarovanie stanovené z teploty vzduchu je nižšie ako v skutočnosti, teda $R_0 > R$.

Okrem radiačnej bilancie na potenciálny výpar vplýva rad ďalších faktorov, z ktorých najdôležitejší je sýtosťný doplnok. V priemere za rok sýtosťný doplnok najmenšie hodnoty nadobúda v horských oblastiach (pod 1,5 mm) a najväčšie hodnoty v nížinách (nad 2,5 mm). Smerom na východ v dôsledku narastania kontinentality sýtosťný doplnok sa zväčšuje. Podobný obraz rozloženia sýtosťného doplnku pozorujeme na našom území aj vo vegetačnom období. V zime sú pomery trochu odlišné. V uzavretých kotlinách, kde pozorujeme iba slabé prúdenie vzduchu, sýtosťný doplnok nadobúda veľmi malé hodnoty (napr. Sabinov v januári 0,3 mm, Sliac—letisko 0,2 mm, Žilina 0,3 mm a pod.). V horských oblastiach, zvlášť v najvyšších polohách Vysokých Tatier, kde zostupnými prúdmi pri voľnom föhne sa vzduch adiabaticky otepluje a jeho relatívna vlhkosť klesá, sýtosťný doplnok nadobúda väčšie hodnoty v porovnaní s nižšími polohami. Pri voľnom föhne vo Vysokých Tatrách relatívna vlhkosť vzduchu často klesá pod 10 %. V zimnom období najmenšie hodnoty nadobúda sýtosťný doplnok skôr v nižších polohách, najmä v údoliach a kotlinách, kým v horách sú jeho hodnoty relatívne vyššie.

V priebehu roka sýtosťný doplnok vzrastá od januára do júla a potom klesá, pričom najväčší pokles pozorujeme z augusta na september, resp. zo septembra na október a najväčší rast v nížinách z marca na apríl a vo vyšších polohách z apríla na máj. Rozpätie medzi priemernou júlovou a januárovou hodnotou v nížinách dosahuje okolo 5,5 mm, ba i viac a rastom nadmorskej výšky sa znižuje. Na Skalnatom Plese priemerná ročná amplitúda sýtosťného doplnku je 1,7 mm. Ročná amplitúda sýtosťného doplnku vzrastá od západných oblastí nášho územia na východné oblasti.

Rovnicu (8) môžeme napísať v takomto tvare:

$$E_0 = \rho D (q_s - q'_s) + \rho D (q'_s - q), \quad (12)$$

kde

q'_s je špecifická vlhkosť vzduchu nasýteného vodnými parami pri teplote v meteorologickej búdke. Zložka $\rho D (q'_s - q)$ zodpovedá potenciálnemu výparu určenému zo sýtosťného doplnku a $\rho D (q_s - q'_s)$ udáva chybu v určení potenciálneho výparu, ktorá vzniká v dôsledku rozdielov v teplotách vyparujúceho sa povrchu a vzduchu, teda $(q_s - q) = d_0$ a $(q'_s - q) = d$ sa počas roka podstatne líšia. V zime pri intenzívnom ochlazoní povrchu pôdy $d_0 < d$. Od marca po október (v horách od apríla po september) $d_0 > d$, pretože teplota povrchu pôdy je v priemere vyššia ako teplota vzduchu. Rozdiely medzi d_0 a d v júli presahujú 2,5 mm a v zime dosahujú 0,1—0,2 mm (v horách až 0,5 mm). Napríklad v Hurbanove chyba v určení priemerného júlového úhrnu poten-

ciálneho výparu zo sýtostného doplnku je vyše 30 % a na Skalnatom Plese vyše 50 %.

Tabuľka 2 a mapy 1—6 znázorňujú priestorové a časové rozloženie potenciálneho výparu na území ČSSR za rok, ako aj vegetačné obdobie a jednotlivé ročné obdobia.

Ročné úhrny potenciálneho výparu (mapa 1) sa na území ČSSR menia od 800 mm v južnej časti Podunajskej nížiny do 400 mm a menej v najvyšších polohách. Podunajská nížina je charakterizovaná najväčšími sumami bilancie žiarenia a relatívne vysokými hodnotami sýtostného doplnku. Hory dostávajú v priemere za rok najmenej radiačného tepla a aj relatívna vlhkosť tu dosahuje pomerne vysoké hodnoty, preto energetické zásoby, ktoré sa môžu spotrebovať na výpar, sú tu najmenšie. V Dolnomoravskom úvale a na južnom Slovensku sa pri optimálnych vlhových podmienkach pôdy môže za rok vypariť viac ako 750 mm vlahy. Južná Morava, Košická kotlina a Východoslovenská nížina sú charakterizované ročnými úhrnmi potenciálneho výparu nad 700 mm. V stredných Čechách ročné úhrny potenciálneho výparu prevyšujú 650 mm. Zväčšovaním nadmorskej výšky potenciálny výpar klesá, čo je v súlade so zmenou radiačnej bilancie a sýtostného doplnku s výškou. V priemere za rok úhrny potenciálneho výparu v oblasti Vysokých a Nízkyh Tatier klesajú o 19 mm na 100 m. V oblasti Moravskosliezskych Beskýd a Jeseníkov tento pokles je intenzívnejší a dosahuje v priemere 21—25 mm na 100 m (severný, resp. severozápadný sklon).

Rozloženie úhrnov potenciálneho výparu za vegetačné obdobie apríl—september) znázorňuje mapa 2, ktorá je analogická rozloženiu E_0 na území ČSSR za rok. Najnižšie úhrny (pod 350 mm) pripadajú na najvyššie polohy Vysokých a Nízkyh Tatier, ako aj severných Čiech. Najvyššie úhrny E_0 (nad 650 mm) pozorujeme v Podunajskej nížine a na južnom Slovensku. Priemerný vertikálny gradient potenciálneho výparu za vegetačné obdobie v oblasti Vysokých a Nízkyh Tatier tvorí okolo 15 mm a v Jeseníkoch okolo 20 mm na 100 m. Úhrny potenciálneho výparu za vegetačné obdobie dosahujú v nížinách 80—87 % a v najvyšších polohách okolo 88 % ročných úhrnov E_0 .

V zimnom období (december—február) na celom našom území pozorujeme veľmi malé úhrny potenciálneho výparu (mapa 3). Na území Čiech (s výnimkou centrálnej časti), severnej Moravy a v prevažnej časti Slovenska neprevyšujú 10 mm. Najvyššie úhrny E_0 (nad 20 mm) pripadajú na Juhomoravský úval a západnú časť Podunajskej nížiny, kde sú energetické možnosti výparu najpriaznivejšie. Zimné mesiace sa na ročných úhrnoch potenciálneho výparu v nížinách zúčastňujú 2—3 % a v horách menej ako 1 %.

Na jar rastom výšky Slnka, dĺžky dňa a znižovaním oblačnosti sumy radiačnej bilancie rýchlo rastú. Zvyšovaním teploty vzduchu sa zväčšujú aj hodnoty sýtostného doplnku. Potenciálny výpar pri takýchto podmienkach tiež zaznamenáva rýchly rast. Na horách úhrny E_0 v porovnaní so zimou vzrástli viac ako o 100 mm a v nížinách o vyše 200 mm. Najväčšie úhrny potenciálneho výparu za jarné mesiace (marec—máj) pozorujeme v Podunajskej nížine a na Dolnomoravskom úvale (nad 225 mm). V centrálnych Čechách, južnej Morave, Košickej kotline a vo Východoslovenskej nížine úhrny E_0 presahujú 200 mm. Najmenšie úhrny potenciálneho výparu (pod 75 mm) pripadajú na najvyššie polohy severných Čiech, ako aj Vysokých a Nízkyh Tatier. Priemerná vertikálna zmena potenciálneho výparu za jarné mesiace vo Vysokých a

Tab. 2. Priemerné mesačné a ročné úhrny potenciálneho výparu z povrchu pôdy v mm za obdobie 1931—1960

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok	IV—IX
Báb	1	9	39	81	111	129	136	121	84	40	13	4	768	662
Bánovce nad Bebravou	1	7	32	77	104	121	129	109	81	39	13	1	714	621
Banská Bystrica	0	4	34	67	99	118	126	109	72	34	12	1	676	591
Banská Štiavnica	1	4	30	66	91	108	121	101	71	35	10	1	639	558
Bratislava-Ivanka	4	12	44	77	108	129	138	123	86	42	17	7	787	661
Bratislava-Koliba	2	9	44	77	106	128	138	123	87	44	15	4	777	659
Brezno	0	2	27	59	86	104	114	94	60	29	8	0	583	517
Bojnice	1	6	35	74	104	121	129	111	76	39	18	5	719	615
Borský Mikuláš	2	9	40	76	108	126	139	118	81	39	15	4	757	648
Domica	0	5	35	69	99	113	123	109	74	34	10	0	671	587
Dudince	0	6	39	77	102	128	134	118	81	39	13	2	739	640
Gabčíkovo	0	9	44	76	106	128	139	118	77	40	15	3	755	644
Herľany	1	5	34	67	99	114	124	108	72	37	10	1	672	584
Hrachovo	0	7	37	72	99	116	133	113	76	35	12	0	700	609
Hurbanovo	1	9	45	79	108	124	139	121	84	40	15	5	770	655
Chopok	0	0	2	7	47	66	72	57	37	20	1	0	309	286
Javorina	0	1	6	40	74	92	101	81	57	29	7	0	488	445
Kamenica nad Cirochou	0	5	34	67	97	113	121	106	71	35	13	2	664	575
Kláštorec pod Znievom	0	2	27	62	91	109	113	99	67	34	12	2	621	544
Komárno	2	7	42	81	113	133	145	124	89	42	17	5	800	685
Korytnica-kúpele	0	2	11	50	76	94	104	84	60	29	10	0	520	468
Košice	1	6	37	74	104	123	133	116	77	40	12	2	725	627
Kuchyňa, Nový Dvor	4	9	37	74	106	123	131	116	84	44	18	7	753	634
Leles	0	5	37	77	109	124	138	114	82	40	12	2	740	644
Lešť	0	5	27	60	87	106	121	106	74	34	8	0	628	554
Liptovský Hrádok	0	1	25	57	81	97	106	91	62	32	12	0	564	494
Liptovský Mikuláš	0	2	30	60	89	102	111	96	67	37	12	2	608	525
Lubochňa	0	4	29	59	94	113	111	96	64	32	12	2	616	537
Lučenec	0	6	39	77	109	131	143	121	82	40	15	1	764	663
Malacky	5	11	44	77	109	131	136	119	86	42	17	7	784	658
Malé Bielice	2	9	37	76	102	118	133	114	77	39	17	7	731	620
Martin	0	4	29	67	92	104	111	97	67	34	12	1	618	538
Modra	2	17	39	77	114	133	141	124	86	40	17	3	793	675
Moldava nad Bodvou	0	5	35	72	107	126	134	111	77	37	10	1	715	627
Motyčky	0	1	10	45	79	94	102	87	62	30	12	0	522	469
Myjava	0	4	30	69	99	116	124	111	76	35	8	0	672	595

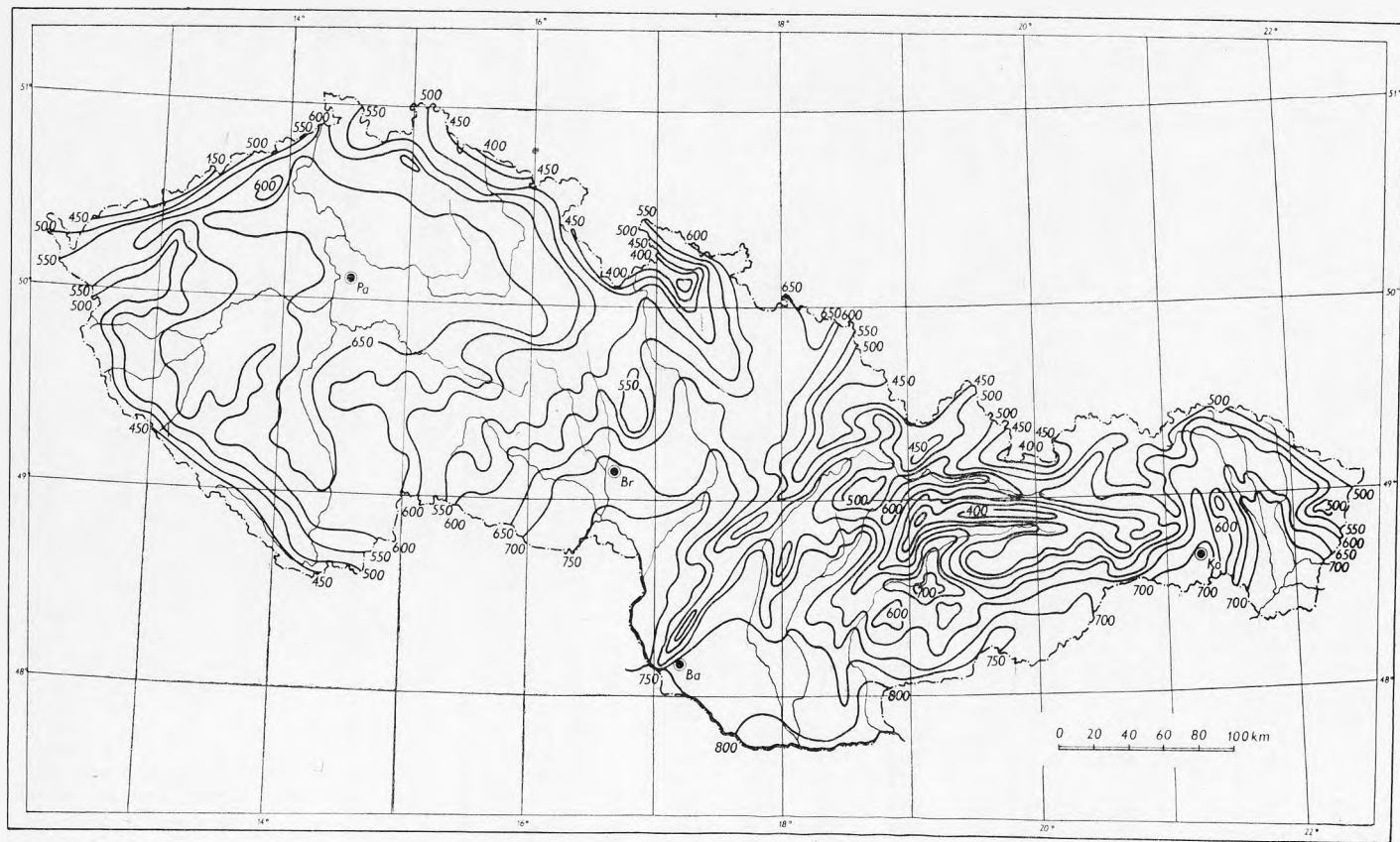
Nitra	1	9	45	79	108	126	138	121	86	40	15	5	773	658
Nová Baňa	0	4	35	69	96	114	129	106	74	34	12	0	673	588
Nové Mesto nad Váhom	2	9	42	76	109	124	133	116	81	40	17	5	754	639
Nový Tekov	2	10	49	86	114	134	141	123	87	45	18	5	814	685
Oravská Lesná	0	0	6	37	77	94	99	82	54	27	7	0	483	443
Oravská Polhora	0	0	22	44	77	96	102	87	57	29	10	0	524	463
Oravský Podzámok	0	4	28	57	89	108	106	89	59	30	12	1	583	508
Piešťany	4	9	42	76	106	124	134	116	79	40	17	5	752	635
Poprad	0	4	25	55	84	96	109	94	66	35	12	1	581	504
Rožňava	0	7	35	72	102	116	126	109	72	35	7	1	682	597
Ružomberok	0	4	30	59	91	109	121	104	67	39	15	2	641	551
Sabinov	0	2	30	66	97	109	119	101	69	34	10	1	638	561
Sása	0	2	30	67	96	116	129	109	71	34	8	1	663	588
Skalnaté Pleso	0	1	6	16	60	76	77	72	47	27	4	1	387	348
Sliac-kúpele	0	5	30	72	99	124	134	119	74	37	12	1	707	622
Sliac-letisko	0	4	34	70	97	112	123	109	72	35	12	0	668	583
Spišská Nová Ves	0	2	27	59	87	102	112	94	66	34	10	1	594	520
Starý Smokovec	0	0	10	47	79	91	97	86	60	28	10	0	508	460
Šivetice	0	6	40	74	101	116	131	113	76	37	12	2	708	611
Štós-kúpele	0	2	30	62	91	102	114	99	72	37	10	0	619	540
Štrbské Pleso	0	0	6	37	74	86	94	84	60	22	0	0	463	435
Švedlár	0	4	28	60	91	111	116	97	66	32	10	0	615	541
Švermovo	0	0	9	50	76	91	108	86	59	32	8	0	519	470
Trebišov	0	5	34	72	106	126	136	116	79	39	10	1	724	635
Trenčianske Teplice	0	5	32	69	96	112	114	101	69	35	12	1	646	561
Trenčín	2	6	35	72	104	119	124	111	72	37	15	3	700	602
Trnava	4	10	42	79	113	129	138	121	62	42	15	5	780	662
Turčianske Teplice	0	4	29	66	89	106	111	94	69	35	13	0	616	535
Víglaš, Pstruša	0	4	30	69	96	118	129	109	71	34	12	2	674	592
Vyšné Ružbachy	0	4	25	52	79	97	102	87	64	35	12	1	558	481
Zvolen	0	4	34	71	103	123	131	113	74	37	13	1	704	615
Želovce	2	6	39	76	106	129	143	121	84	40	15	1	762	659
Žiharec	1	9	44	76	106	124	136	121	69	40	15	5	746	632
Žilina	0	2	27	60	91	106	109	91	64	32	12	1	595	521
Aš	0	0	25	52	84	94	97	82	54	27	5	0	520	463
Benecko	0	0	7	44	84	94	94	87	57	27	7	0	501	460
Brno	1	7	40	74	106	123	129	104	74	35	15	4	712	610
Bystříčka, přehrada	0	4	29	62	94	111	114	96	57	34	12	2	615	534
Bzenec	1	9	39	77	112	131	131	114	81	40	15	4	754	646

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok	IV—IX
Čáslav, Filipov	2	5	32	66	94	109	111	101	69	32	10	4	635	550
České Budějovice	4	6	34	60	92	112	112	99	67	34	10	4	634	542
Desná, Souš	0	0	5	25	74	92	91	76	50	24	5	0	442	408
Doksany	4	5	32	67	99	118	111	99	67	30	12	4	648	561
Havlíčkův Brod	0	4	28	62	92	109	112	101	69	32	10	1	620	545
Hořice	1	6	35	70	99	121	119	109	74	37	10	1	682	592
Hradec Králové	1	6	34	66	94	114	111	104	69	32	10	1	642	558
Hranice	1	4	30	60	92	106	114	92	62	32	7	0	600	526
Cheb	0	4	30	60	91	106	108	92	62	30	8	0	591	519
Chrudim	2	7	35	67	106	118	116	102	70	34	10	1	668	579
Ivančice	1	9	37	74	108	126	133	112	87	39	15	2	743	640
Jevíčko	0	2	29	64	97	119	118	102	69	32	10	0	642	569
Jičín, Soudná	1	5	32	67	101	114	121	104	67	34	10	1	657	574
Kadaň	4	6	30	67	102	119	116	102	66	32	12	2	658	572
Karlovy Vary	1	6	32	64	97	114	114	99	60	30	10	0	627	548
Klatovy	1	6	32	64	91	108	111	97	69	34	10	2	625	540
Krpy	0	5	32	66	101	118	118	102	67	32	10	1	652	572
Kunčice	2	6	34	59	91	106	111	91	64	35	10	6	615	522
Lenešice	0	5	30	70	102	119	118	108	71	34	12	2	671	588
Libějovice	1	7	37	69	114	123	126	108	74	37	15	2	713	614
Liberec	1	2	29	59	94	109	108	94	66	29	10	1	602	530
Liblice	4	7	32	64	102	119	121	102	69	32	8	4	664	577
Litoměřice	2	6	37	67	97	116	114	104	71	34	13	2	663	569
Luhačovice	2	7	35	69	104	119	123	104	74	39	12	2	690	593
Luže, Košumberk	4	6	37	62	99	118	119	102	72	35	10	1	665	572
Lysá hora	0	0	1	29	66	86	87	74	52	18	1	0	414	394
Mariánske Lázně	0	2	25	52	86	99	102	86	57	25	5	0	539	482
Milešovka	0	0	10	49	79	97	94	86	57	24	3	0	499	462
Nepomuk	1	6	32	64	89	108	109	97	66	30	8	1	611	533
Olešnice	0	1	24	55	89	111	109	92	64	29	5	0	579	520
Olomouc	2	6	35	67	102	114	119	102	72	35	8	2	664	576
Opava	1	5	32	62	91	108	113	99	67	34	12	4	628	540
Ostrava	2	6	32	66	102	113	118	96	69	35	12	1	652	564
Petrovice	1	5	30	59	92	111	111	99	67	30	11	0	616	539
Plzeň	1	6	36	66	94	113	114	102	69	34	10	1	646	558
Poděbrady	2	7	34	67	101	121	119	106	69	35	12	2	675	583

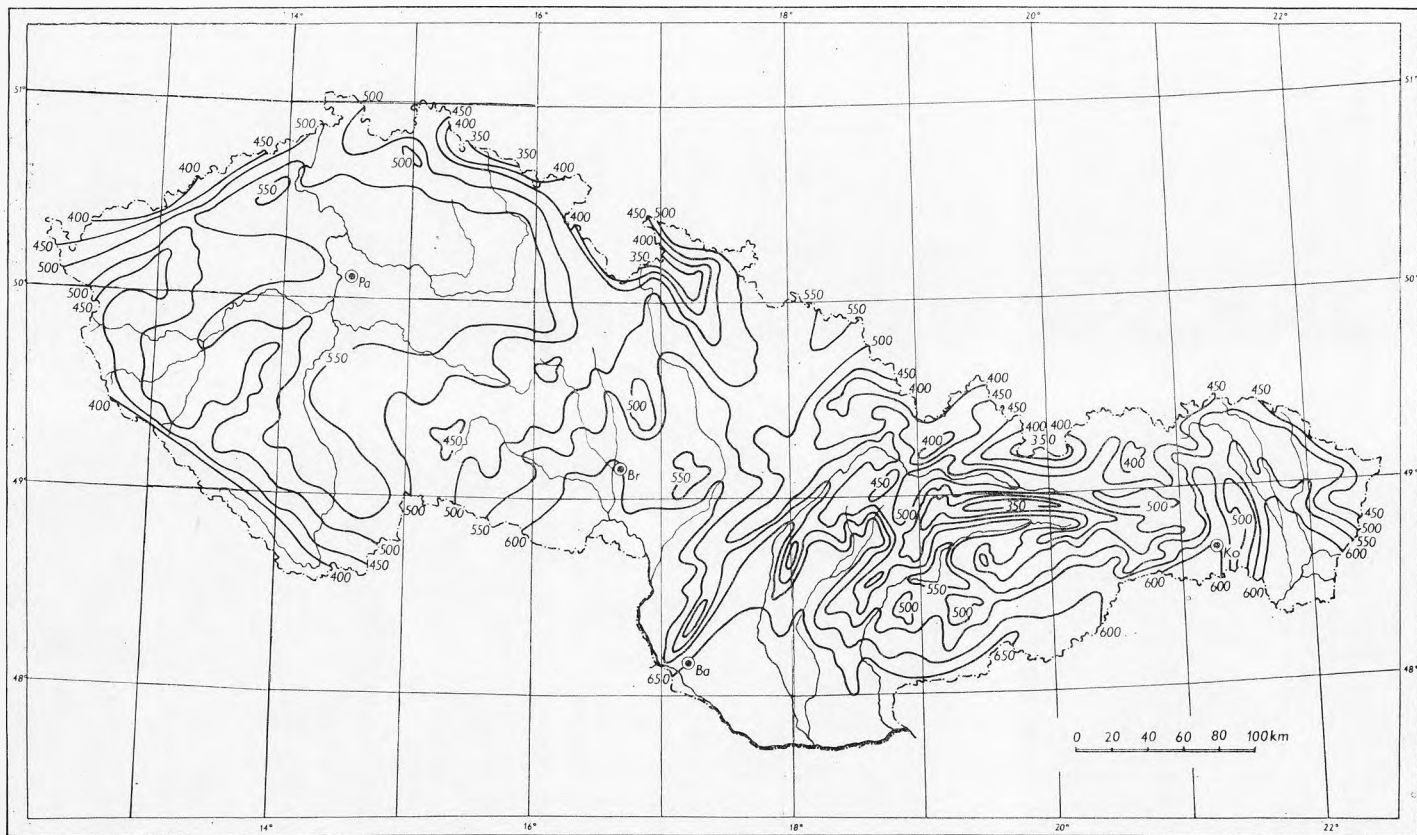
Praděd	0	0	9	50	69	74	59	42	24	0	327	303
Praha-Ruzyně	2	4	32	94	111	111	101	71	35	4	639	550
Přerov	2	6	32	101	114	121	101	71	34	2	660	574
Příbram, Březové Hory	6	6	30	94	116	116	104	71	32	0	643	565
Roudnice nad Labem	1	7	35	108	124	123	111	74	35	2	704	612
Rožmitál pod Třemšínem	1	6	34	102	124	126	111	74	35	2	691	601
Ričany	0	6	34	97	121	119	106	72	32	1	665	582
Semčice	0	5	34	101	116	114	106	71	35	1	660	575
Strážnice	5	10	49	109	124	134	114	81	42	7	764	636
Sušice	0	6	32	92	113	113	97	66	30	2	620	540
Svatouch	0	0	11	49	79	92	87	62	27	5	509	466
Šluknov	1	4	29	59	89	108	84	59	27	1	577	503
Tábor	1	4	30	64	94	111	99	67	32	2	627	548
Teplice	4	6	30	66	101	116	99	62	30	2	646	562
Třeboň	1	6	32	60	97	114	102	69	34	1	644	558
Uhřetěves	1	7	32	64	101	114	102	70	34	1	650	567
Ústí nad Labem	6	12	40	67	101	119	101	67	34	6	681	571
Velká Bíteš	0	5	29	60	97	118	101	67	30	8	636	564
Velké Meziříčí	0	2	29	60	101	114	102	71	30	0	640	571
Vysoké nad Jizerou	0	0	13	49	87	102	89	60	25	3	530	489
Vyškov, Brňany	0	5	34	67	101	118	104	72	32	1	667	585
Znojmo	2	7	34	71	101	121	108	76	37	10	693	601
Zatec	1	7	39	71	101	121	104	72	32	0	675	588

Nízkých Tatrách dosahuje okolo 9 mm a v Jeseníkoch 10 mm na 100 m výšky. Úhrny potenciálního výparu za jarné mesiace tvoria v nížinách okolo 30 % a na horách 18–24 % z priemerných ročných súm E_0 (mapa 4).

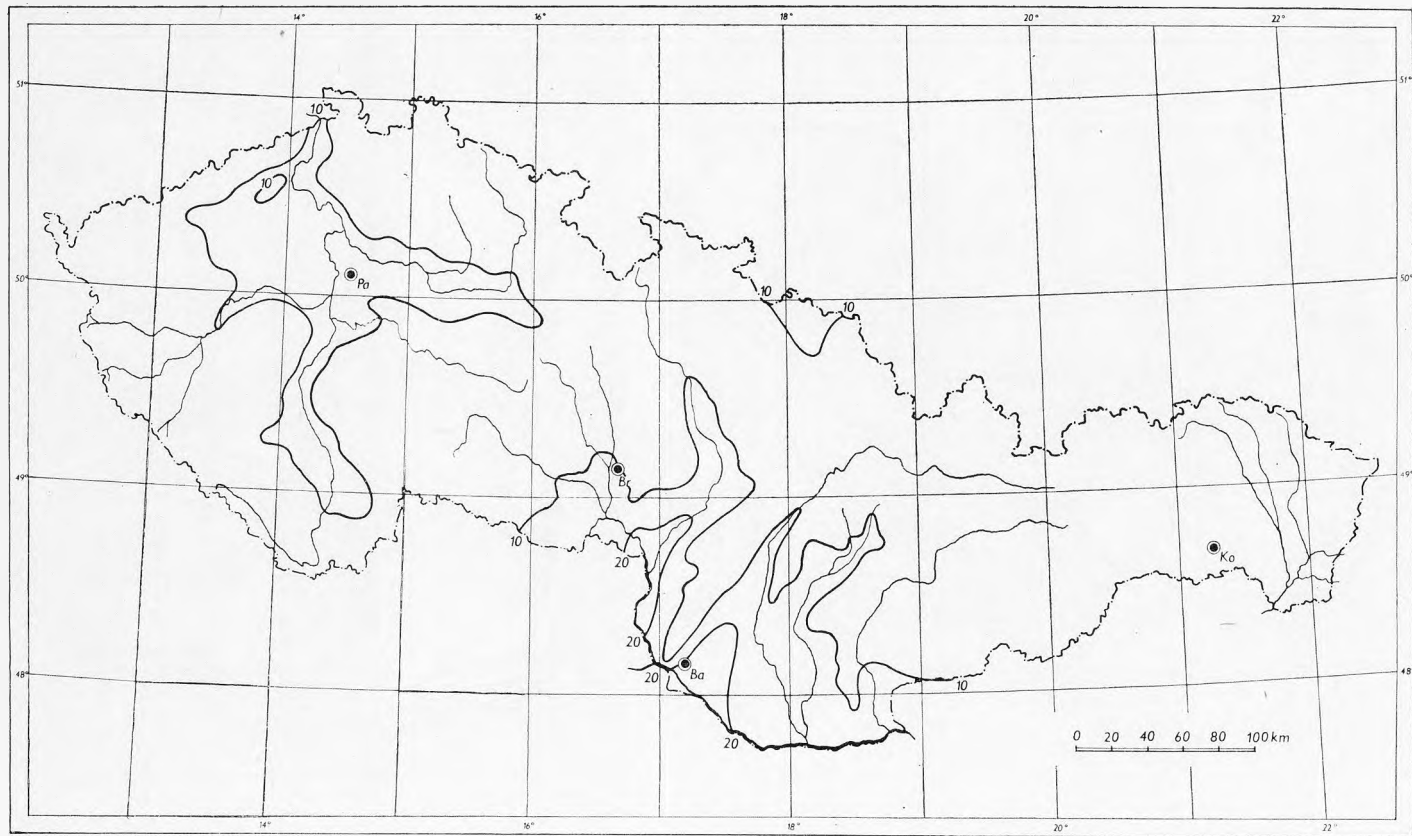
Najpriaznivejšie energetické možnosti výparu z povrchu pôdy pozorujeme v letných mesiacoch (jún—august), kedy tak bilancia žiarenia, ako aj sýtočný doplnok dosahujú maximálne hodnoty. Najväčšie úhrny potenciálneho výparu (nad 375 mm) pozorujeme na Dolnomoravskom úvale, Podunajskej nížine a v južnej časti Východoslovenskej nížiny, t. j. v oblastiach s maximálnymi sumami bilancie žiarenia zavlaženého povrchu a s relatívne nízkymi hodnotami relatívnej vlhkosti vzduchu. Na južnej Morave, južnom Slovensku, Košickej kotline a vo Východoslovenskej nížine sa môže z povrchu pôdy za letné mesiace vypariť viac ako 350 mm vlhky. V centrálnych Čechách potenciálny výpar za letné mesiace prevyšuje 325 mm (mapa 5). Rastom nadmorskej výšky sa zmenšujú tak sumy bilancie žiarenia, ako aj hodnoty sýtočného doplnku. Na horách v letnom období prevláda oblačné počasie s častými zrážkami búrkového rázu. Priemerná relatívna vlhkosť tu dosahuje 75–80 %. V horách v letnom období sú podmienky na potenciálny výpar



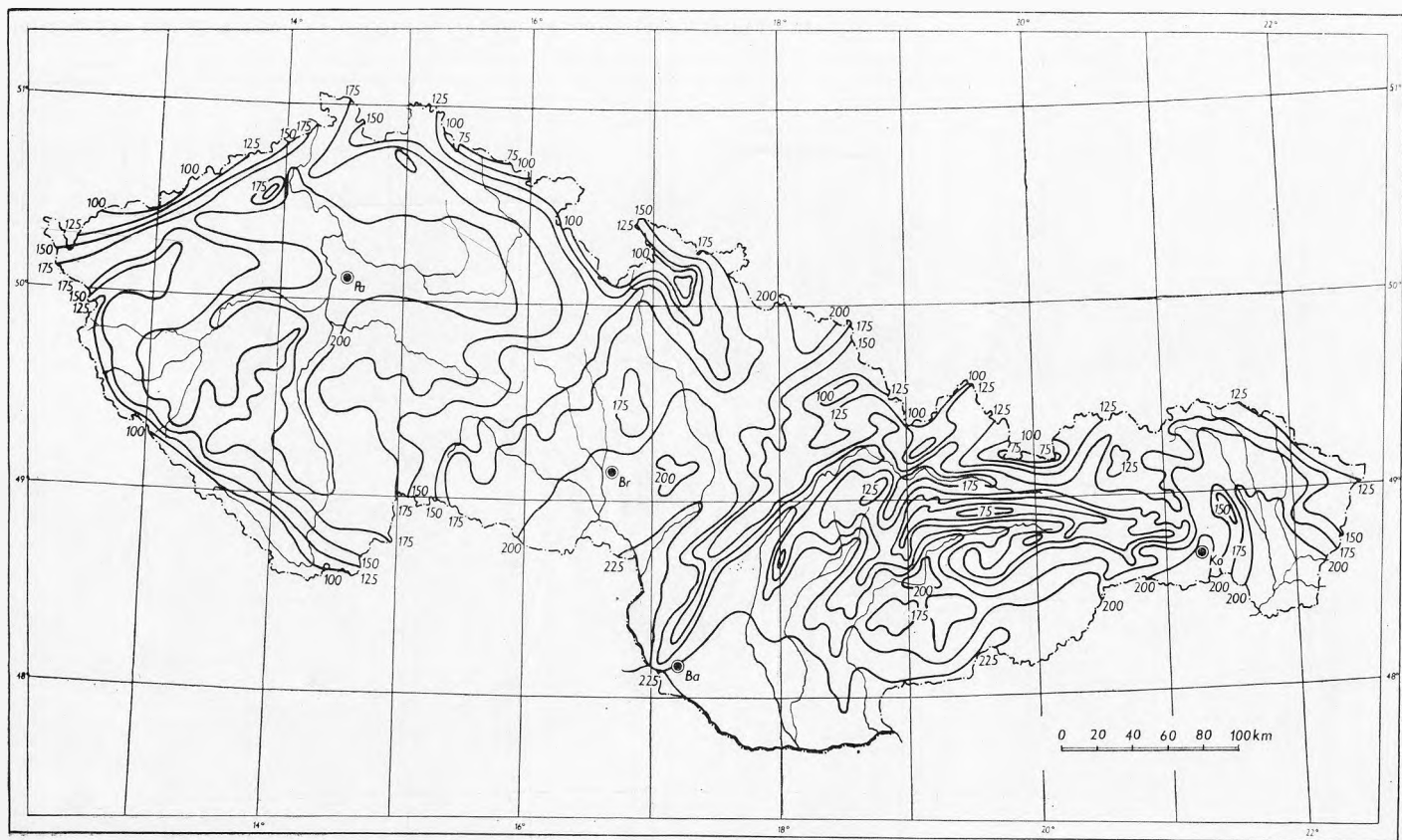
Mapa 1. Priemerné ročné úhrny potenciálneho výparu v mm za obdobie 1931—1960.



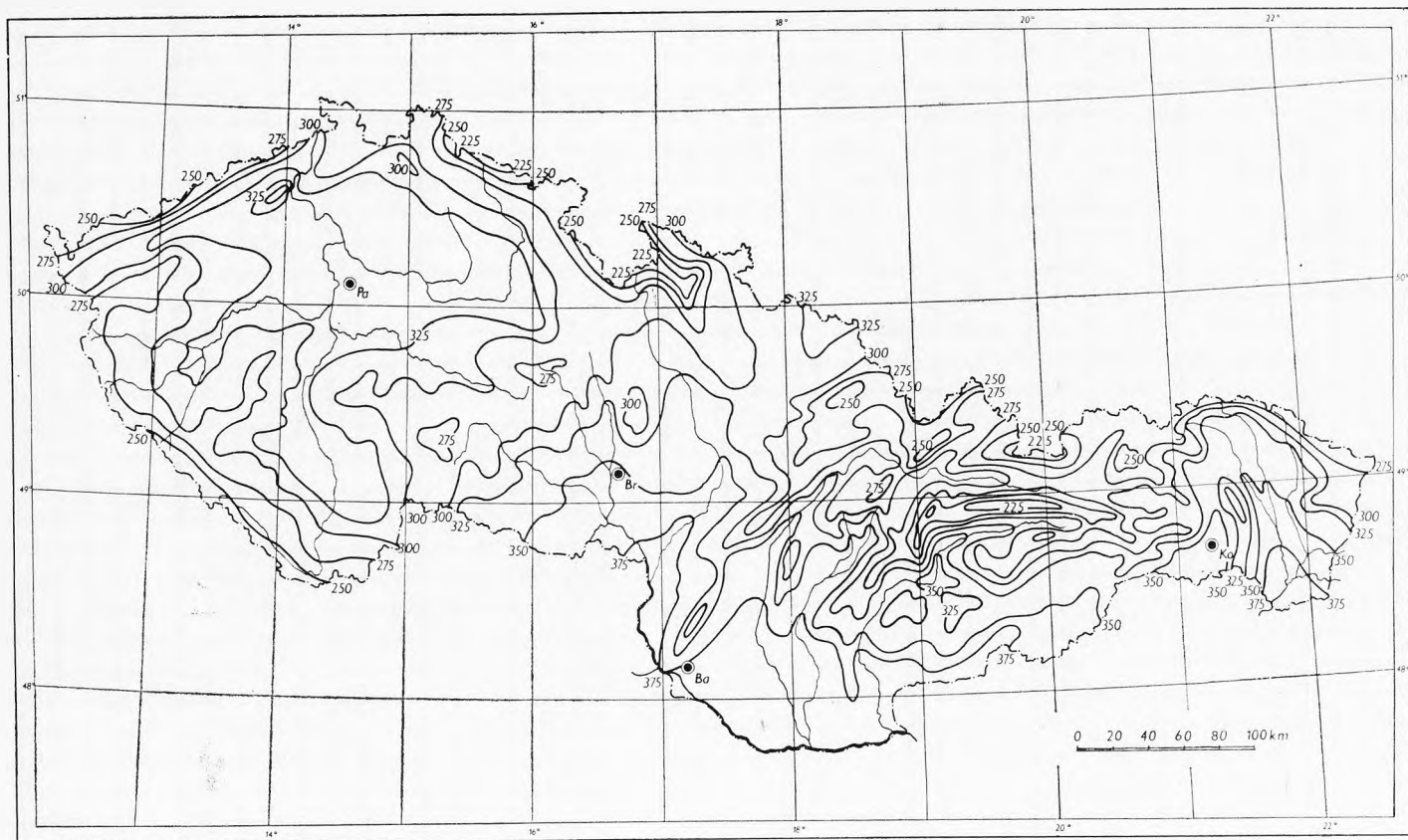
Mapa 2. Priemerné úhrny potenciálneho výparu za vegetačné obdobie [IV—IX] v mm (Ø 1931—1960).



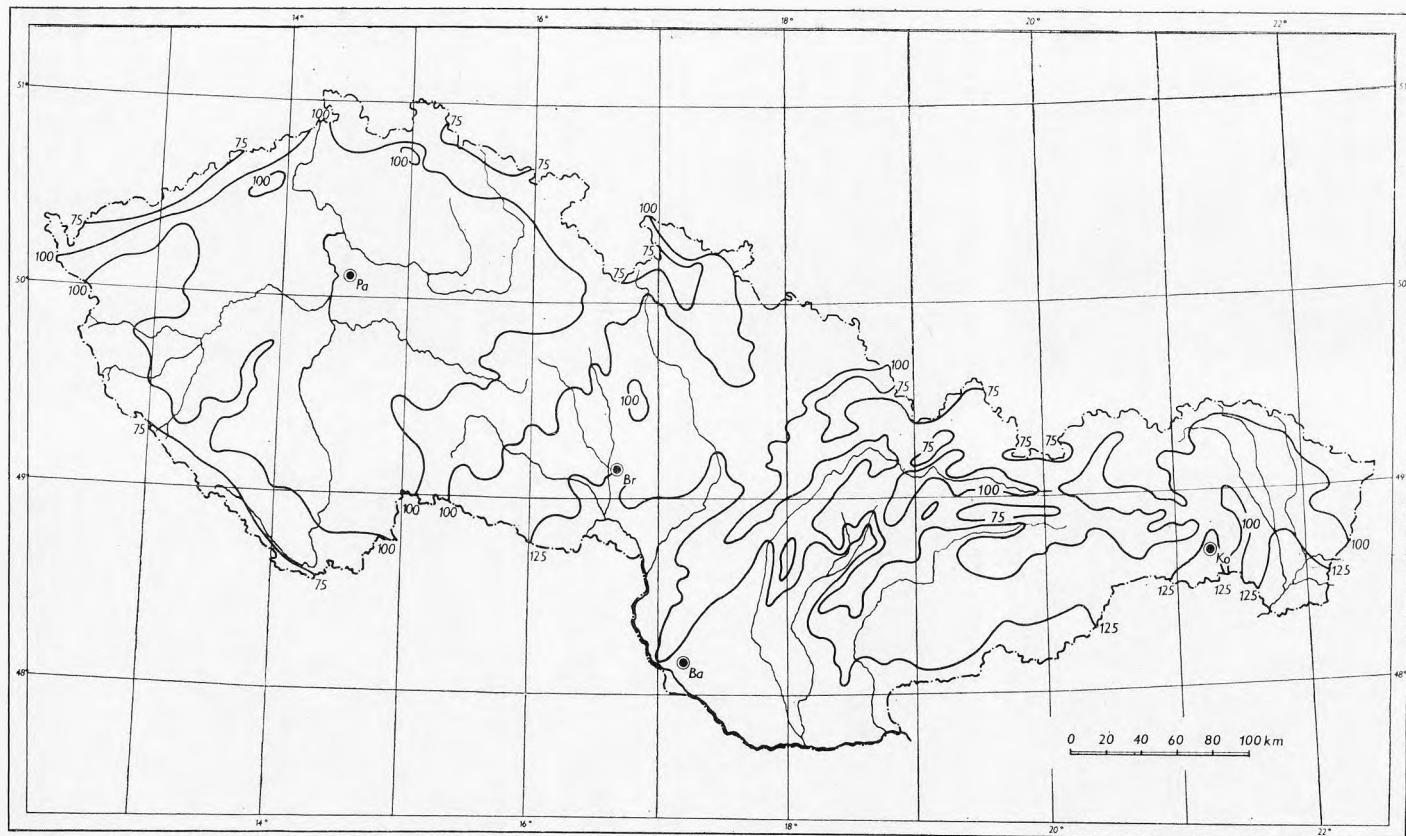
Mapa 3. Priemerné úhrny potenciálneho výparu za zimné mesiace (XII—II) v mm za obdobie 1931—1960.



Mapa 4. Priemerné úhrny potenciálneho výparu za jarné mesiace (III—V) v mm za obdobie 1931—1960.



Mapa 5. Priemerné úhrny potenciálneho výparu za letné mesiace (VI–VIII) v mm za obdobie 1931–1960.



Mapa 6. Priemerné úhrny potenciálneho výparu za jesenné mesiace [IX–XI] v mm za obdobie 1931–1960.

najnepriaznivejšie, preto tu pozorujeme minimálne úhrny potenciálneho výparu (pod 225 mm). Priemerný vertikálny gradient potenciálneho výparu za letné mesiace dosahuje vo Vysokých Tatrách, ako aj v Moravskosliezskych Beskydách okolo 8 mm a v Jeseníkoch okolo 10 mm. Letné mesiace sa na ročných úhrnoch potenciálneho výparu zúčastňujú v nížinách 50—52 % a na horách 55—62 %.

Na jeseň (mapa 6), v dôsledku znižovania výšky Slnka a dĺžky dňa, prílev radiálneho tepla k povrchu sa znižuje. Klesá teplota vzduchu a tým aj hodnoty sýtoštného doplnku. Znižovanie hodnôt základných činiteľov, ktoré vplývajú na potenciálny výpar, nastáva súčasne, a preto na jeseň na celom území ČSSR pozorujeme rýchly pokles E_0 . V horských oblastiach Slovenska prevláda jasné počasie, a preto pokles radiácie je tu pomalší ako na ostatnom území. Úhrny potenciálneho výparu za jesenné mesiace sú v horách menšie o 140—180 mm a v nížinách o 240—260 mm v porovnaní s letom. Maximálne úhrny potenciálneho výparu (nad 125 mm) pozorujeme na Dyjsko-svratskom a Dolnomoravskom úvale, v Podunajskej nížine, na južnom Slovensku, v Kosičkej kotline a vo Východoslovenskej nížine. V oblasti hôr úhrny E_0 klesajú pod 75 mm. Pokles úhrnov potenciálneho výparu s výškou za jesenné mesiace dosahuje v horských oblastiach Slovenska okolo 3 mm a v severných Čechách okolo 4 mm na 100 m. Priemerné úhrny potenciálneho výparu za jeseň tvoria v nížinách 18—19 % a vo Vysokých Tatrách až 21 % z ročných úhrnov.

V teplých a relatívne suchých oblastiach (Žatec, Ivančice, Hurbanovo, Trebišov) priemerné úhrny potenciálneho výparu presahujú zrážky počas 7 mesiacov (od marca po september). Ročný úhrn zrážok tvorí v Hurbanove 74 %, v Žatci 65 %, v Ivančiciach 68 % a v Trebišove 77 % z ročných úhrnov potenciálneho výparu. V mierne teplých a mierne vlhkých oblastiach (České Budějovice, Kamenica nad Cirochou, Havlíčkův Brod) potenciálny výpar je väčší ako zrážky od marca po september (v Havlíčkovom Brode od apríla po september). Ročný úhrn zrážok v Českých Budějoviaciach dosahuje 97 %, v Kamenici nad Cirochou 106 % a v Havlíčkovom Brode 115 % z ročného úhrnu potenciálneho výparu.

V mierne teplých a vlhkých oblastiach (Oravský Podzámok, Liberec) potenciálny výpar je iba 3 mesiace v roku o niečo väčší ako zrážky (apríl—jún). Ročný úhrn E_0 je v Oravskom Podzámku 71 % a v Liberci iba 66 % z ročných zrážok.

V chladných a veľmi vlhkých oblastiach nášho územia (Starý Smokovec, Lysá hora, Skalnaté Pleso) potenciálny výpar je menší ako zrážky počas celého roka a v Starom Smokovci dosahuje 54 %, na Lysej hore 24 % a na Skalnatom Plese 29 % spadnutých zrážok.

V zimných mesiacoch je potenciálny výpar minimálny. Najväčšie úhrny dosahuje v lete (jún—júl) na celom našom území.

LITERATÚRA

1. BLANEY, H. F., CRIDDLE, W. D.: Determining water requirements in irrigated areas from climatological and irrigation data. U. S. Dep. Agric. Cons. Serv. Techn. Paper, 96, 1950. — 2. BROJDO, A. G.: Nekotoryje rezul'taty issledovanija integral'nogo koeficienta turbulentnogo peremešivanija. Meteorologija i gidrologija, 9, 1957. — 3. BUDAGOVSKIJ, A. I.: Isparenije počvennoj vlagi. Izd. Nauka AN SSSR, Moskva 1964. — BUDYKO, M. I.:

- Klimat i žižň. Gidrometeoizdat, Leningrad 1974. — 5. BUDYKO, M. I., ZUBENOK, L. I.: Opredelenije isparenija s poverchnosti suši. Izd. AN SSSR, Ser. geograf., 6, 1961. — 6. IVANOV, N. N.: Mirovaja karta isparjajemosti. Gidrometeoizdat, Leningrad 1957. — 7. KONSTANTINOV, A. R.: Isparenije v prirode. Gidrometeoizdat, Leningrad 1963, 1968. — 8. MONIN, A. S., OBUCHOV, A. M.: Osnovnyje zakonomernosti turbulentsnogo perešivaniya v prizemnom sloje atmosfery. Trudy GEOFIAN, 24 (151), 1954. — 9. OLDEKOP, E. M.: Ob isparenij i s poverchnosti rečnyh bassejnov. Trudy Jurjevskoj obs., 1911. — 10. PENMAN, H. L.: Evaporation. An Introductory Survey. Neth. J. Agr. Sci. Holland, 4, 1, 1956.
11. SAKALI, L. I.: Teplovoj balans Ukrajiny i Moldaviji Gidrometeoizdat, Leningrad 1970. — 12. SELJANINOV, G. Z.: K metodike sel'skochozjajstvennoj klimatografii. Trudy po S-ch. met., 22, 2, 1930. — 13. SERJAKOVA, L. P.: Isparjajemost' na territoriji Sovetskogo Sojuza. Trudy LGMI, 8, 1958. — 14. THORNTHWAITTE, C. W.: An approach toward a rational classification of climate. Geogr. Rev., 38, 1, 1948. — 15. TOMLAIN, J.: Výparnost' na území Československa. Vodohosp. Čas., 12, 3, 1964. — 16. TOMLAIN, J.: Metódy určovania potenciálneho a skutočného výparu z povrchu pôdy. Meteorolog. Správy, 32, 2, 1979. — 17. TOMLAIN, J.: K rozloženiu potenciálneho výparu na území ČSSR. Poveternostné deje a ich vzťah k hydrologickým procesom. Práce a štúdie, 21, HMÚ, Bratislava 1979. — 18. TOMLAIN, J.: Priestorové a časové rozloženie potenciálneho výparu na území ČSSR. [Čiastková správa úlohy II—7—1/8.] Meteorologický a klimatologický ústav PFUK, Bratislava. — 19. TURK, L.: Le bilan déau de sols. Relations entre les précipitations, l'évaporation et l'écoulement. Ann. Agrom., 1, 1955. — 20. ZUBENOK, L. I.: Isparenije na kontinentach. Gidrometeoizdat, Leningrad 1976.
21. Klimatické a fenologické pomery Západoslóvenského, Stredoslóvenského a Východoslóvenského kraja. HMÚ, Praha a Bratislava 1966, 1968, 1972. — 22. Ukazania po rasčotu isparenija s poverchnosti suši. Glavnoje upravlenije Gidrometeorologičeskoj služby pri Sovjete ministrov SSSR, Leningrad 1970.

Ян Томлаин

ВРЕМЕННО-ПРОСТРАНСТВЕННОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ИСПАРЯЕМОСТИ НА ТЕРРИТОРИИ ЧССР

Статья описывает картографическую обработку и приводятся таблицы испаряемости на территории Чехословацкой Социалистической Республики. Средние месячные суммы испаряемости определены комплексным методом предложенным М. И. Будыко. В качестве основного материала применяемого для расчетов испаряемости по указанному методу, использованы средние величины климатических характеристик за период 1931—1960 гг. Анализ возможных ошибок расчета испаряемости на основе учета погрешностей определения радиационного баланса, потока тепла в почву, интегрального коэффициента внешней диффузии и дефицита влажности показал, что ошибка в определении месячных сумм в летнее время составляет 7—10 % и годовых сумм 4—5 %.

На территории ЧССР годовые суммы испаряемости изменяются от 800 мм в южной части Придунайской низменности до значений 400 мм и менее в самых высокогорных местах страны. В среднем за год суммы испаряемости в районах Высоких и Низких Татр уменьшаются на 19 мм на 100 м высоты. В районах Моравско-Слезских Бескид и Есеников падение испаряемости с высотой более интенсивное и достигает 21—25 мм на 100 м за год.

В горных районах ЧССР испаряемость меньше осадков в течение всего года и составляет меньше 25 % годовых осадков. В теплых и относительно сухих районах средние суммы

испаряемости больше осадков в течение 7 месяцев (от марта по сентябрь), и годовая сумма осадков составляет 70—75 % годовой испаряемости.

Рис. 1. Сравнение годовых сумм радиационного баланса увлажненной поверхности (R_0) с годовыми суммами средних суточных температур выше 10°C .

Рис. 2. Сравнение годовых сумм испаряемости, определенных комплексным методом (E_0) и по радиационному балансу увлажненной поверхности ($\frac{R_0}{L}$).

Рис. 3. Сравнение годовых сумм средних суточных температур выше 10°C с годовыми суммами потенциального испарения определенного комплексным методом (E_0).

Рис. 4. Изменение коэффициента $k = \frac{E_0}{\sum t > 10^\circ\text{C}}$ с высотой над уровнем моря (E_0 — годовая сумма испаряемости, $\sum t > 10^\circ\text{C}$ — годовая сумма средних суточных температур выше 10°C).

Карта 1. Средние годовые суммы испаряемости в мм за период 1931—1960 гг.

Карта 2. Средние суммы испаряемости за вегетационный период (апрель—сентябрь) в мм (\varnothing 1931—1960).

Карта 3. Средние суммы испаряемости в мм за зимние месяцы (декабрь—февраль) за период 1931—1960 гг.

Карта 4. Средние суммы испаряемости в мм весенние месяцы (март—май) за период 1931—1960 гг.

Карта 5. Средние суммы испаряемости в мм за летние месяцы (июнь—август) за период 1931—1960 гг.

Карта 6. Средние суммы испаряемости в мм за осенние месяцы (сентябрь—ноябрь) за период 1931—1960 гг.

Таблица 1. Средние месячные и годовые суммы испаряемости в мм, рассчитанные методом Иванова (E_{0I}), Тюрка (E_{0T}), Константинова (E_{0K}) и комплексным методом (E_0).

Таблица 2. Средние месячные и годовые суммы испаряемости в мм за период 1931—1960 гг.

Перевод автора

Ján Tomlajin

SPATIAL AND TIME DISTRIBUTION OF POTENTIAL EVAPORATION ON THE TERRITORY OF THE ČSSR

The work brings a cartographical and tabular working up of potential evaporation on the territory of the Czechoslovak Socialist Republic. The average monthly sums of potential evaporation have been assessed by a complex method worked out by M. I. Budyko. In applying this method the average values of climatic characteristics for a period of 1931 to 1960 were used as basic material. The analysis of the computation of potential evaporation, made regarding possible mistakes in the assessment of ra-

diation balance, heat flow in the soil, integral coefficient of diffusion and saturation deficit, has shown that the mistake in assessing monthly sums of potential evaporation reaches 7 to 10 % for a month and 4 to 5 % per year.

On the territory of the ČSSR, annual sums of potential evaporation alterate from 800 mm in the southern part of the Danube Lowland to 400 mm and less in the highest positions. In average, the sums of potential evaporation in the Vysoké Tatry Mts and the Nízke Tatry Mts decrease by 19 mm per 100 metres per year. In the area of the Moravsko-Sliezske Beskydy Mts and the Jeseníky Mts, this decrease is more intensive and reaches 21 to 25 mm per 100 metres.

In mountain areas potential evaporation is lesser than precipitation in all the year and in the highest positions it makes less than 25 % of annual precipitation. In warm and relatively dry areas the average sums of potential evaporation exceed precipitation during 7 months [from March to September] and the annual sum of precipitation makes 70 to 75 % of annual sums of potential evaporation.

Fig. 1. Comparison of the annual sums of balance of radiation of moistened surface, (R_o) with the annual sums of average daily temperatures of the air, being higher than 10 °C.

Fig. 2. Comparison of the annual sums of potential evaporation assessed by the complex method (E_o) and from the radiation balance of moistened surface (R_o/L).

Fig. 3. Comparison of the annual sums of average daily temperatures of the air higher than 10 °C with the annual sums of potential evaporation assessed by the complex method (E_o).

Fig. 4. The alteration of coefficient $k = \frac{E_o}{\Sigma t > 10^\circ\text{C}}$ with altitude above sea level (E_o — annual sum of potential evaporation, $\Sigma t > 10^\circ\text{C}$ — annual sum of average daily temperatures of the air exceeding 10 °C).

Map 1. Average annual sums of potential evaporation in mm for a period 1931—1960.

Map 2. Average sums of potential evaporation for vegetation period (IV—IX) in mm (\emptyset 1931—1960).

Map 3. Average sums of potential evaporation for winter months (XII—II) in mm for a period 1931—1960.

Map 4. Average sums of potential evaporation for spring months (III—V) in mm for a period 1931—1960.

Map 5. Average sums of potential evaporation for summer months (VI—VIII) in mm for a period 1931—1960.

Map 6. Average sums of potential evaporation for autumn months (IX—XI) in mm for a period 1931—1960.

Table 1. Average monthly and annual sums of potential evaporation in mm, assessed by Ivanov's method (E_{oi}), by Turc's one (E_{oT}), by Konstantinov's one (E_{ok}) and by the complex method (E_o).

Table 2. Average monthly and annual sums of potential evaporation from the surface of soil in mm for a period 1931—1960.

Translated by A. K r a j č í r