

K ROZLOŽENIU EVAPOTRANSPIRÁCIE NA ÚZEMÍ SLOVENSKA ZA OBDOBIE 1951-2000

Ján Tomlain

Summary

The study sets the basic statistical characteristics of potential and actual evapotranspiration on the territory of Slovakia. The monthly totals of evapotranspiration have been determined by means of mathematical model developed at the Faculty of Mathematics, Physics and Informatics of Comenius University in Bratislava. The average monthly values of the air temperature and humidity, cloudiness, number of days with snow cover and precipitation for a period 1951 to 2000 were used as basic material. Pertinent figures bring the outline of the spatial distribution of average annual totals of potential and actual evapotranspiration on the territory of Slovakia.

ÚVOD

Výpar z povrchu pôdy a rastlín (evapotranspirácia), atmosferické zrážky a odtok sú určujúcimi zložkami rovnice vodnej bilancie ľubovoľného povodia. Preto informácie o priestorovom a časovom rozložení týchto charakteristík sú dôležitými vstupnými údajmi pre celý rad projektových akcií realizovaných hlavne v lesnom a vodnom hospodárstve, energetike, poľnohospodárstve a v tvorbe a ochrane životného prostredia. Naša odborná literatúra obsahuje pomerne veľký počet prác venovaných štúdiu zrážkových a odtokových pomerov na území Slovenska, čo súvisí s dobre vybudovanou sieťou zrážkomerných a vodomerných staníc. Meranie evapotranspirácie sa na území SR robia len na veľmi malom počte hydrometeorologických staníc, čo neumožňuje získať údaje o priestorovom a časovom rozložení tejto základnej zložky rovnice vodnej bilancie pre väčšie územné celky. Nedostatok priamych meraní vedie k stanoveniu evapotranspirácie pomocou empirických a poloempirických vzťahov, určujúcich spojitost' evapotranspirácie s meteorologickými prvkami meranými na meteorologických staniach.

Evapotranspirácia je zložitým procesom. Závisí od celého radu činiteľov, z ktorých najdôležitejšími sú: celková bilancia žiarenia, vlhkosť pôdy a turbulentný prenos vodnej pary od vyparujúceho sa povrchu do atmosféry. Celková bilancia žiarenia (rozdiel medzi globálnym žiarením pohľadeným vyparujúcim povrchom a bilanciou dlhovlnného žiarenia) je určovaná výškou Slnka nad horizontom, dĺžkou dňa, zemepisnou šírkou, nadmorskou výškou, priepustnosťou atmosféry, stupňom pokrytia oblohy oblakmi, albedom povrchu, obsahom vodnej pary v atmosfére a teplotou vzduchu a

povrchu pôdy. Rozloženie vlhkosti pôdy v priebehu roka závisí predovšetkým od ročného chodu atmosferických zrážok. Turbulentný tok vodnej pary od povrchu do atmosféry je určovaný jej vertikálnym gradietom a štruktúrou poľa vetra nad vyparujúcim sa povrchom.

Priemerné ročné úhrny výparu z povrchu pôdy a rastlín (evapotranspirácie) môžeme ľahko zistiť z údajov o atmosferických zrážkach a odtoku. Z rovnice vodnej bilancie pre rok dostaneme

$$E = P - O, \quad (1)$$

kde P je ročný úhrn zrážok, O je ročný odtok a E je ročný úhrn evapotranspirácie. Rovnica platí v prípade dlhodobých priemerov.

V súčasnosti evapotranspiráciu určujeme nasledujúcimi metódami.

1. Metóda energetickej bilancie

$$E = \frac{B - Q}{\lambda + C_p \frac{T_1 - T_2}{q_1 - q_2}}, \quad (2)$$

kde T_1, T_2 je teplota vzduchu a q_1, q_2 je merná vlhkosť vzduchu v hladinách z_1 a z_2 , B-celková bilancia žiarenia, Q- tok tepla v pôde, λ - skupenské teplo vyparovania ($\lambda = 2,5 \cdot 10^3 \text{ kJ} \cdot \text{kg}^{-1}$) a C_p je merná tepelná kapacita pri stálom tlaku vzduchu ($C_p = 1,004 \text{ kJ} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$).

2. Metóda turbulentnej difúzie

$$E = \rho k_1 \frac{q_1 - q_2}{\ln \frac{z_2}{z_1}}, \quad (3)$$

kde k_1 je koeficient turbulnej difúzie vo výške 1 m. Metóda si vyžaduje gradietové merania vlhkosti vzduchu a rýchlosti vetra najmenej v 2 hladinách (z_1, z_2).

3. Metóda fluktuácie, ktorá vychádza z priamych meraní okamžitých oscilácií napätia vodnej pary (q) a vertikálnej rýchlosti (w) okolo ich priemernej hodnoty

$$E = -\overline{\rho w' q} \quad (4)$$

Metóda fluktuácie má relatívne jednoduchý teoretický základ. Vertikálne turbulентné toky sa merajú priamo a teda netreba pre každý prípad určovať parameter drsnosti povrchu a teplotnú stratifikáciu najnižšej ležiacej vrstvy atmosféry. Na meranie fluktuácií sú potrebné veľmi citlivé prístroje vybavené aparatúrou na automatické spracovanie nameraných údajov. Na meranie q 'sa používajú citlivé psychrometre, chemické hygrometre a infračervené analyzátory. Ide o zložité prístroje, ktoré sa v súčasnosti používajú len na špeciálnych meteorologických observatóriách.

Kombináciou metódy turbulентnej difúzie a energetickej bilancie pre výpočet evapotranspirácie dostaneme vzťah

$$E = \frac{B - Q}{\lambda(1 + \beta_o)}, \quad (5)$$

kde β_o je Bowenov pomer a platí $\beta_o = H/\lambda E$ (H je turbulентný tok tepla medzi vyparujúcim povrchom a atmosférou).

5. H. L. Penman a J. L. Monteith pre výpočet evapotranspirácie navrhli vzťah

$$E = \frac{sB + \rho C_p \frac{d}{r_a}}{\lambda \left[s + \gamma \left(1 + \frac{r_c}{r_a} \right) \right]}, \quad (6)$$

kde s vyjadruje zmenu tlaku nasýtenej vodnej pary v závislosti od teploty, r_c je rezistencia porastu pre vertikálny prenos vodnej pary, r_a je aerodynamická rezistencia pre turbulентný tok tepla, d je sýtosťný doplnok a γ je psychrometrická konštanta.

6. Metódy merania evapotranspirácie rôznymi typmi výparomerov (Popova, Rykačeva, hydraulický a pod.).

Meranie je založené na váhovom princípe. Treba povedať, že vo výparomeroch Popova a Rykačeva nie je zabezpečená výmena vody v horizontálnom smere a preto tieto výparomery poskytujú len približné hodnoty. Unikátnym je hydraulický výparomer, založený na princípe Archimedovho zákona. Skladá sa z 2 nádob: nádoby naplnenej pôdou s porastom a ponorenej do vody v nádobe druhej. Úhrn výparu je úmerný zmene tiaže nádoby ponorenej do vody v nádobe pôvodného valca.

Pre výpočet mesačných úhrnov evapotranspirácie na území Slovenska bol aplikovaný matematický model, založený na spoločnom riešení rovníc energetickej a vodnej bilancie povrchu ako aj experimentálne zistených závislostí rýchlosti evapotranspirácie od vlhkosti pôdy.

Energetické možnosti vyparujúceho povrchu udáva rovnica energetickej bilancie pre daný povrch

$$B = \lambda E + H + Q, \quad (7)$$

a zásoby vody v pôde rovnica vodnej bilancie

$$P = E + O + (W_2 - W_1), \quad (8)$$

kde B je celková bilancia žiarenia, E – evapotranspirácia, λ – merné skupenské teplo vyparovania ($\lambda = 2,5 \cdot 10^3 \text{ kJ} \cdot \text{kg}^{-1}$), H – turbulентný tok tepla medzi povrchom a atmosférou, Q – tok tepla v pôde, P – atmosferické zrážky, O – odtok a $W_2 - W_1$ – zmena vlhkosti pôdy (W_1 – vlhkosť pôdy na začiatku a W_2 na konci uvažovaného časového intervalu).

Z rovnice (7) vyplýva, že horná hranica energetických možností evapotranspirácie je daná vzťahom

$$E = \frac{B - H - Q}{\lambda} \quad (9)$$

Ak pôda je dostatočne vlhká a v zime pri snehovej pokrývke evapotranspirácia závisí len od vonkajších meteorologických činiteľov a rovná sa potenciálnej evapotranspirácii (maximálne možnej evapotranspirácii pri daných meteorologických podmienkach z dostatočne vlhkej povrchovej vrstvy pôdy – E_o). Pri vlhkosti pôdy menšej ako je jej kritická hodnota (W_o) evapotranspirácia sa znižuje úmerne s poklesom vlhkosti pôdy (\bar{W})

$$E = E_o \frac{\bar{W}}{W_o}, \quad (10)$$

Úpravou rovnice turbulentného prenosu vodnej pary v atmosfére bol pre stanovenie mesačných úhrnov potenciálnej evapotranspirácie použitý vzťah

$$E_o = \rho D (q_s - q_2), \quad (11)$$

kde ρ je hustota vzduchu, D - integrálny koeficient difúzie (v zime $D = 0,30 \text{ cm.s}^{-1}$ a v lete $D = 0,6-0,7 \text{ cm.s}^{-1}$), q_s - merná vlhkosť vzduchu nasýteného vodnou parou pri teplote vyparujúceho sa povrchu a q_2 - merná vlhkosť vzduchu v meteorologickej búde (2 m nad povrchom).

Výpočet ukázal, že zmenšenie hodnôt D o $0,1 \text{ cm.s}^{-1}$ vedie k zmenšeniu úhrnov potenciálnej evapotranspirácie približne o 4 % a úhrny E_o vypočítané pre $D = 0,4 \text{ cm.s}^{-1}$ sú menšie v porovnaní s úhrnmi pre $D = 0,63 \text{ cm.s}^{-1}$ len o 6 až 10 %. Z toho vyplýva, že sa nedopustíme podstatnejšej chyby, ak pre výpočet E_o zoberieme hodnoty D uvedené v predchádzajúcom odstavci.

V rovnici (11) vystupuje veličina q_s , na určenie ktorej musíme poznať teplotu vyparujúceho povrchu (T_w). Ak údaje o teplote povrchu chýbajú, potom T_w môžeme vypočítať z rovnice energetickej bilancie uvažovaného povrchu

$$B = \lambda E + H + Q$$

Po dosadení za

$$B = B_o - 4 \varepsilon \sigma T_2^3 (T_w - T_2) \text{ a } H = \rho c_p D (T_w - T_2)$$

do rovnice (12) dostaneme

$$B_o - Q = \lambda \rho D (q_s - q_2) + (4 \varepsilon \sigma T_2^3 + \rho c_p D) (T_w - T_2), \quad (13)$$

kde B_o je celková bilancia žiarenia vlhkého povrchu (bilancia dlhového žiarenia vypočítaná z teploty vzduchu $- T_2$), $4 \varepsilon \sigma T_2^3 (T_w - T_2)$ - oprava na rozdiel medzi teplotou vyparujúceho sa povrchu a vzduchu, ε -emisivita (koeficient charakterizujúci vlastnosti vyžarujúceho povrchu), σ - Stefanova-Boltzmannova konštanta.

V modelovej rovnici (13) sú neznáme 2 veličiny T_w a q_s , na určenie ktorých použijeme Magnusovu rovnicu

$$q_s = 6,1 \cdot 10^{\frac{7,45 T_w}{235 + T_w}} \quad (14)$$

Kritická vlhkosť pôdy závisí od klimatických pomerov uvažovanej lokality a ročného chodu teploty vzduchu. Analýzou zložiek vodnej bilancie 100 cm hrubej povrchovej vrstvy pôdy aurori práce (Zubenok, 1976) stanovili nasledovné hodnoty W_o :

a) Ak pre ročné úhrny $E_o/P < 1,3$, potom na jar, pokiaľ priemerná mesačná teplota je menšia ako 10° C , kritická vlhkosť pôdy $W_o = 200 \text{ mm}$. V prvom mesiaci s $t \geq 10^\circ \text{ C}$ $W_o = 170 \text{ mm}$ a začínajúc druhým mesiacom s $t > 10^\circ \text{ C}$ $W_o = 150 \text{ mm}$. V jeseni pri poklese teploty vzduchu pod 3° C $W_o = 170 \text{ mm}$ a ďalší mesiac $W_o = 200 \text{ mm}$.

b) Ak pre ročné úhrny platí $E_o/P \geq 1,3$, potom pre druhý jarný mesiac s $t > 10^\circ \text{ C}$ $W_o = 120 \text{ mm}$ a ďalšie mesiace $W_o = 100 \text{ mm}$. Na jeseň pri poklese teploty vzduchu pod 3° C $W_o = 120 \text{ mm}$ a ďalší mesiac $W_o = 170 \text{ mm}$. Ako sme už uviedli, hodnoty W_o , sa menia v závislosti od vegetačných fáz rastlín a klimatických pomerov. V počiatočných fázach vývoja rastlín, kedy rastlinná pokrývka je riedka a koreňový systém nedostatočne rozvinutý a sústredený v najvyššej vrstve pôdy, vysychanie najvyššieho pôdneho horizontu vedie k intenzívnemu znižovaniu evapotranspirácie, bez ohľadu na vlhkosť pomery celej jednometrovej, resp. hrubšej povrchovej vrstvy pôdy. V takomto prípade skutočná evapotranspirácia sa bude rovnať potenciálnej pri vyšších hodnotách vlhkosti pôdy. Podobná situácia nastáva aj v jeseni pri znižovaní koreňového systému rastlín. Hodnoty W_o musia byť vyššie ako vo vegetačnom období, kedy rastliny čerpajú vodu z väčších hĺbok.

Priemernú vlhkosť pôdy

$$\bar{W} = \frac{W_1 + W_2}{2}$$

určujeme z rovnice vodnej bilancie (8) metódou postupných priblížení, ak pre odtok aplikujeme vzťahy:

$$O = \frac{\bar{W}}{W_k} \sqrt{\alpha^2 \left[1 - \left(1 - \frac{E_o}{P} \right)^2 \right] + \left(1 - \frac{E_o}{P} \right)^2}$$

pre $P \geq E_o$

a

$$O = \alpha P \frac{\bar{W}}{W_k} \quad \text{pre } P < E_0 \quad (15)$$

α je koeficient úmernosti, ktorý závisí od intenzity zrážok ($\alpha = 0,2$ až $0,4$), W_k je najväčšia hodnota W_0 počas roka (najväčší obsah vody, ktorý sa môže udržať v najvyššom horizonte pôdy bez kontaktu s podzemnou vodou).

Rovnice (5) boli odvodené na základe týchto predpokladov: ak mesačný úhrn potenciálnej evapotranspirácie je väčší ako mesačný úhrn zrážok, potom koeficient odtoku (O/P) je úmerný vlhkosti pôdy. Odtok sa rovná nule pri úplne suchej pôde a dosahuje maximum pri $\bar{W}/W_k=1$.

V prípade, že mesačný úhrn potenciálnej evapotranspirácie je menší ako atmosferické zrážky za príslušný mesiac, potom odtok, okrem intenzity zrážok závisí od rozdielu ($P-E_0$), t.j. v prípade, že $\bar{W}/W_k=1$ odtok sa bude približovať ($P-E_0$) a koeficient odtoku bude konvergovať k $(1-E_0/P)$.

Koeficient α sme na území Slovenska stanovili na základe nameraných údajov odtoku. Pre ročný úhrn zrážok $P \leq 760$ mm, $\alpha = 0,2$; pre ročný úhrn $760 < P < 960$ mm $\alpha = 0,3$ a pre $P > 960$ mm $\alpha = 0,4$.

Pozorovanie hodnôt kritickej vlhkosti pôdy W_0 s optimálnou vlhkosťou (W_{opt}) zabezpečujúcou normálny rast poľných plodín, t.j. normálnou aeráciou pôdy a zasobovaním rastlinných buniek vodou ukázalo, že v priemere za vegetačné obdobie od vzhádzania do mliečnej zrelosti, W_0 sa len málo líši od W_{opt} . Počas základných fáz rastu rastlín W_0 tvorí 70 až 90 % plnej vodnej kapacity. Spodná hranica optima vlhkosti pôdy pre koreňovú vrstvu pôdy v intervale maximálnej spotreby vody rastlinami tvorí v prípade hlinitých pôd 70 až 80 % a v prípade piesčitých pôd 50 až 60 % poľnej vodnej kapacity. Horná hranica optima vlhkosti pôdy pri hlboknej hladine podzemnej vody sa v priemere len málo líši od poľnej vodnej kapacity a pri vyššej hladine vody je o niečo menšia.

Pri stanovení W_2 za prvý jarný mesiac s kladnou teplotou k zrážkam tohto istého mesiaca pripočítame úhrny zrážok za predchádzajúce mesiace so zápornou teplotou znížené o úhrny potenciálnej evapotranspirácie. Správnosť postupu pri určovaní vlhkosti pôdy a evapotranspirácie za jednotlivé mesiace kontrolujeme rovnicou vodnej bilancie za rok ($P = E + O$).

Popísaný model pre výpočet potenciálnej a aktuálnej evapotranspirácie vychádza z údajov

o teplote a vlhkosti vzduchu, oblačnosti, resp. o dobe trvania snežného svitu, o počte dní so snehovou pokrývkou a atmosferických zrážkach, čo sú meteorologické prvky pravidelne merané na meteorologických stanicích.

Vlhkosť pôdy \bar{W} a kritická vlhkosť pôdy (W_0) sú navzájom funkcionálne zviazané, a preto nepresný údaj W_0 sa odrazí na hodnote \bar{W} . Pomer \bar{W}/W_0 sa však pre dostatočne veľký interval hodnôt W_0 mení relatívne málo. Rozdiely medzi ročnými úhrnmi Evapotranspirácie stanovenými pre rôzne W_0 neprevyšuje 3 %, t.j. chybný údaj W_0 nevedie k podstatnejším chybám v určovaní evapotranspirácie.

V súvislosti s možnými chybami merania zrážok sme vypočítali priemerné mesačné úhrny evapotranspirácie pre zrážky uvádzané v našich odborných publikáciách a pre úhrny zrážok zväčšené o 5 až 20 %. Najväčšie rozdiely medzi vypočítanými ročnými úhrnmi evapotranspirácie pre takto zvolené úhrny zrážok sme podľa očakávania zistili v našich najteplejších a na zrážky chudobných oblastiach, kde atmosferické zrážky sú limitujúcim činiteľom evapotranspirácie (okolo 8 %). Rastom úhrnov zrážok sa uvedené rozdiely znižujú a na Štrbskom Plese tvoria menej ako 1 %. V horách limitujúcim činiteľom evapotranspirácie sú jej energetické možnosti.

Atmosferické zrážky zachytené povrchom rastlín sa z väčšej časti priamo vyparujú do ovzdušia. Množstvo zachytených zrážok zachytených vegetáciou závisí od intenzity a doby trvania zrážok, rýchlosti vetra, úseku vegetačného obdobia, ako aj hustoty, druhu a veku porastov. Bolo zistené, že podiel zachytených zrážok vegetáciou rastom zrážkových úhrnov sa znižuje. Analýza vplyvu zrážok zachytených vegetáciou na úhrny evapotranspirácie ukázala, že rozdiely medzi ročnými úhrnmi evapotranspirácie s uvažovaním efektu priameho výparu zadržaných zrážok z povrchu rastlín s vylúčením ich podielu na zmene obsahu vody v najvyššom pôdnom horizonte a bez toho efektu sú malé. Výpočet ukázal, že v prípade, ak 1/3 mesačných úhrnov zrážok za vegetačné obdobie (apríl až september) sa vyparí priamo z povrchu rastlín, potom v našich pomerne suchých oblastiach rozdiely medzi takto stanovenými ročnými úhrnmi evapotranspirácie neprekračujú 4 % a na severe Slovenska 9 %. Ak berieme do úvahy skutočnosť, že zrážky zachytené rastlinami sú v priemere menšie ako nami predpokladaná 1/3 ich mesačných úhrnov, potom nezahrnutie efektu priameho výparu

zrážok z povrchu vegetácie nespôsobí väčšiu chybu v stanovení úhrnov evapotranspirácie.

Celkový prehľad o rozložení ročných úhrnov potenciálnej evapotranspirácie na území Slovenska prináša obr. 1. V najteplejších oblastiach Slovenska (Podunájska, Záhorská a Východoslavenská nížina) priemerné ročné úhrny E_0 presahujú 700 mm, v Košickej kotline, na južnom Slovensku a Ponitří 650 mm, v údoliach východoslavenských riek, vo Zvolenskej kotline a na stredom Považí 600 mm, v Turci a Liptovskej kotline 550 mm. V nadmorských výškach nad 1000 m ročné úhrny E_0 klasajú pod 450 mm a v najvyšších polohách Tatier pod 300 mm. Obr. 2 prináša priestorové rozloženie ročných úhrnov aktuálnej evapotranspirácie. Proces výparu z povrchu pôdy a rastlín okrem

energetických činiteľov silne závisí od vlhkových pomerov najvyššieho horizontu pôdy. V horách pozorujeme dostatok atmosférických zrážok počas celého roka, a preto aktuálna evapotranspirácia v najteplejších oblastiach Slovenska je limitovaná zásobami vody v pôde. Rastom zrážkových úhrnov pri dostatočných energetických možnostiach aktuálna evapotranspirácia rastom nadmorskej výšky rastie po určitú hranicu a potom v dôsledku nedostatku energie (zväčšovanie oblačnosti, počtu dní so snehovou pokrývkou, relatívnej vlhkosti vzduchu a poklesom teploty vzduchu a pôdy sa s výškou znižuje. V priemere za rok aktuálna evapotranspirácia na Podunájskej nížine presahuje 80 % a v najvyšších polohách Tatier je menšia ako 30 % ročných úhrnov zrážok.

LITERATÚRA

Budyko, M.I. 1974: Klimat i žizň, Gidrometeoizdat, Leningrad

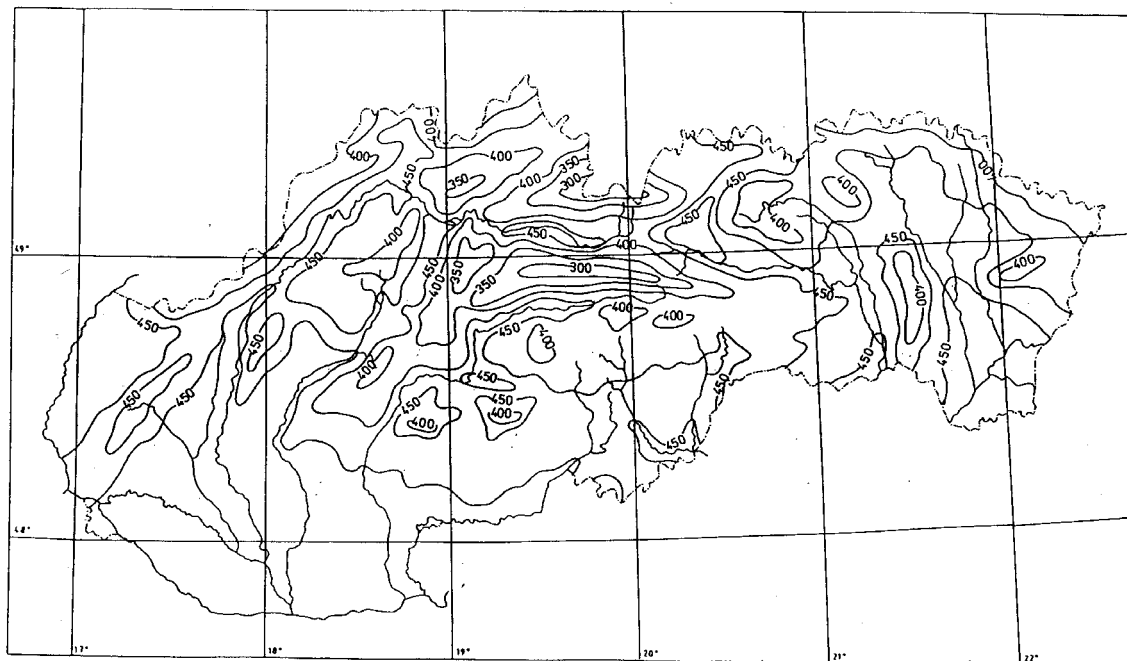
Tomlain, J. 1990: Rozloženie potenciálnej evapotranspirácie na území Slovenska za obdobie 1951-1980. Meteorologické zprávy, roč. 43, N°6, str. 161-166

Tomlain, J. 1985: Mapové spracovanie evapotranspirácie na území SSR za obdobie 1951-1980. Meteorologické zprávy, roč. 38, N°5, str. 140-145

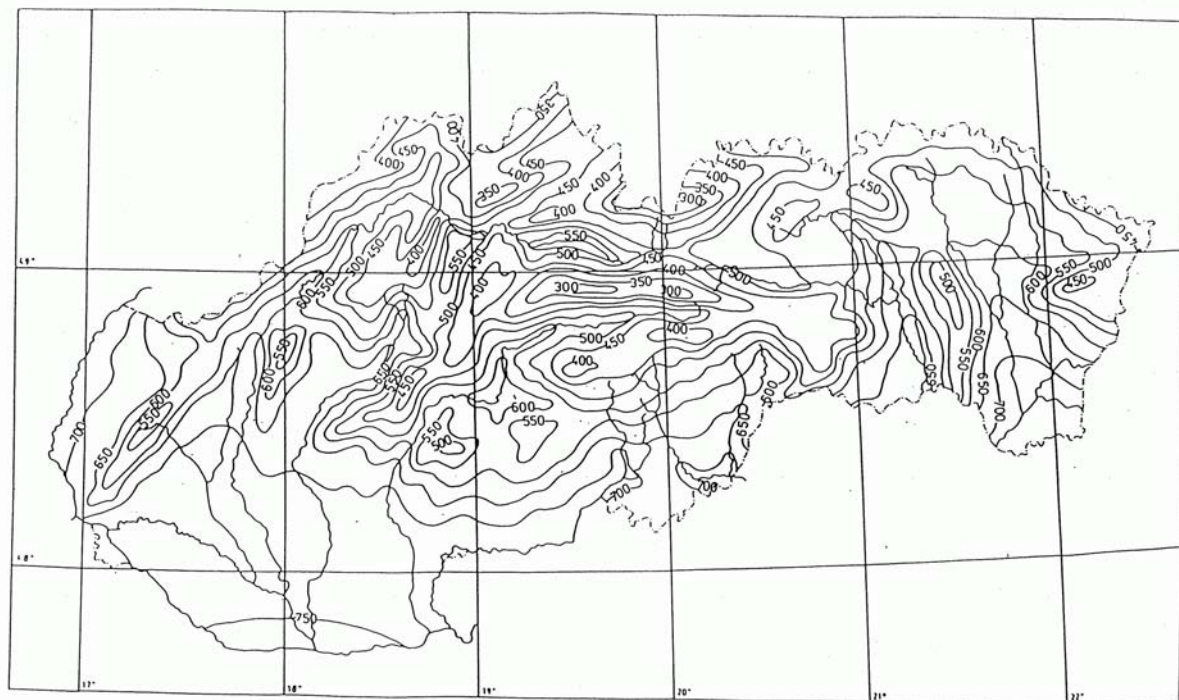
Tomlain, J., 1991: Modelovanie evapotranspirácie z rôznych povrchov na území Slovenska. Hydrológia, výskum a prax, Bratislava, pp. 118-134

Tomlain, J. 2002: Priemerné a extrémne úhrny potenciálnej a aktuálnej evapotranspirácie na území Slovenska. Štúdiá XIX, roč. XVI. Slov. Bioklim. Spoločnosť SAV, Bratislava, Nitra, 50 s.

Zubenok, L.I. 1976: Isparenije na kontinentoch. Gidrometeoizdat, Leningrad



Obr. 2 Priemerné ročné úhrny aktuálnej evapotranspirácie v mm za obdobie 1951 - 2000



Obr.1 Priemerné ročné úhrny potenciálnej evapotranspirácie v mm za obdobie 1951 - 2000