

WPLYW WYSOKOŚCI NAD POZIOMEM MORZA I FORMY TERENU NA WARTOŚCI WSKAŹNIKÓW PAROWANIA W ZACHODNIEJ CZĘŚCI KARPAT POLSKICH

Wstęp

W literaturze spotykamy rozbieżne opinie na temat sum parowania terenowego w Polsce. Stosunkowo duże różnice zaznaczają się w ocenie wielkości parowania w obszarach górskich. W Karpatach Polskich średnie roczne wartości parowania terenowego kształtują się: według J. Jaworskiego (1968) w granicach 350-600 mm, M. Cetnarowicz (1971) 400-520 mm, M. Gutry-Koryckiej (1978) 300-800 mm oraz J. Szkutnickiej (1986) 440-540 mm. W półroczu letnim (V-X) sumy parowania terenowego według badań M. Cetnarowicz zawierają się w przedziale od mniej niż 325 mm w wyższych partiach Karpat do powyżej 400 mm – na obszarze Kotliny Sandomierskiej i Wyżyny Małopolskiej, a według J. Szkutnickiej mieszczą się odpowiednio od 360 do 420 mm. Brak dostatecznie licznych pomiarów ewapotranspiracji aktualnej (parowania terenowego) oraz duże zróżnicowanie przestrzenne i czasowa zmienność tej wielkości stworzyły konieczność przyjmowania w licznych opracowaniach elementu mniej zmiennego, jakim jest parowanie potencjalne lub ewapotranspiracja potencjalna (*Susze na obszarze Polski...* 1995; Kowanetz 2001).

Cel i metodyka pracy

Celem pracy jest określenie wpływu czynników geograficznych, tj. wysokości nad poziomem morza i formy terenu, na wielkość parowania w środowisku

Tab. 1. Spis stacji meteorologicznych
 Tab. 1. The list of meteorological stations

Stacja Station	H _s m n.p.m. a.s.l.	Φ	λ	Zlewnia Catchment area	Forma terenu Form of terrain
1. Bochnia Chodenice*	200	49°59'	20°24'	Raba	wklęsła – concave
2. Kraków Obs. Astr. UJ*	221	50°04'	19°57'	Wisła	wypukła – convex
3. Wieliczka	225	50°00'	20°03'	Wisła	wklęsła – concave
4. Myślenice	295	49°49'	19°56'	Raba	wklęsła – concave
5. Maków Podhalański	350	49°44'	19°40'	Skawa	wklęsła – concave
6. Mszana Dolna	410	49°40'	20°05'	Raba	wklęsła – concave
7. Rabka*	510	49°36'	19°58'	Raba	wypukła – convex
8. Raba Wyżna	600	49°34'	19°53'	Raba	wypukła – convex
9. Nowy Targ*	600	49°29'	20°02'	Dunajec	wklęsła – concave
10. Czarny Dunajec	680	49°27'	19°51'	Dunajec	wklęsła – concave
11. Rdzawka	800	49°33'	19°58'	Raba	wypukła – convex
12. Poronin	800	49°20'	20°02'	Dunajec	wklęsła – concave
13. Witów	835	49°20'	19°50'	Dunajec	wklęsła – concave
14. Zakopane*	844	49°18'	19°58'	Dunajec	wklęsła – concave
15. Bukowina Tatrzańska	880	49°21'	20°07'	Dunajec	wypukła – convex
16. Łysa Polana	998	49°16'	20°07'	Dunajec	wklęsła – concave
17. Gubałówka*	1000	49°18'	19°56'	Dunajec	wypukła – convex
18. Kuźnice	1023	49°16'	19°59'	Dunajec	wklęsła – concave
19. Luboń Wielki	1025	49°39'	19°59'	Raba	wypukła – convex
20. Hala Ornak	1110	49°14'	19°51'	Dunajec	wklęsła – concave
21. Markowe Szczawiny	1180	49°35'	19°31'	Skawa	wypukła – convex
22. Myślenickie Turnie	1360	49°15'	19°59'	Dunajec	wypukła – convex
23. Morskie Oko	1400	49°12'	20°04'	Dunajec	wklęsła – concave
24. Hala Gąsienicowa*	1520	49°15'	20°00'	Dunajec	wypukła – convex
25. Kasprowy Wierch*	1991	49°14'	19°59'	Dunajec	wypukła – convex

* dane z lat 1951-1970

* data 1951-1970

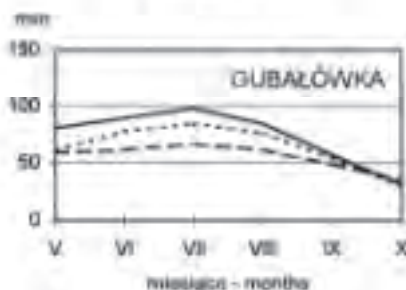
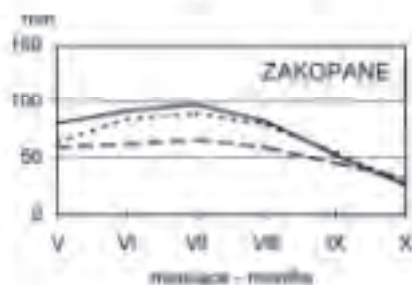
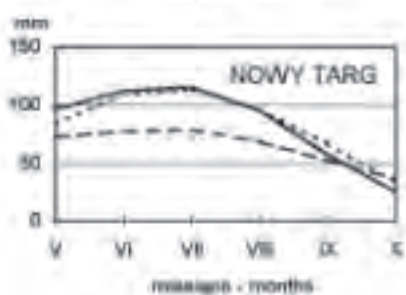
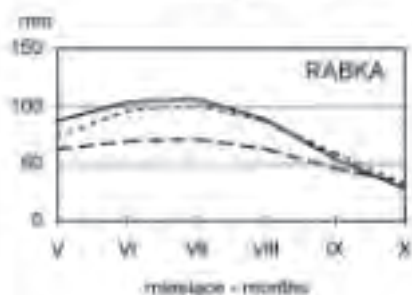
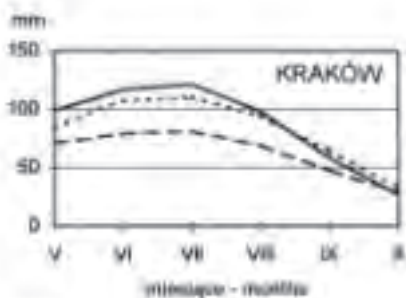
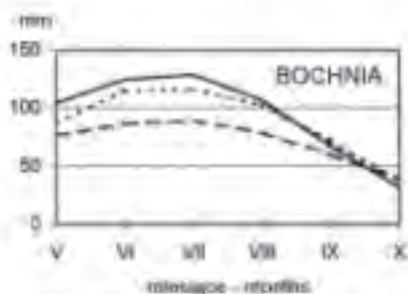
przyrodniczym zachodniej części Karpat Polskich, tj. w zlewni Skawy, Raby i Dunajca w półroczu letnim (V-X) i w kolejnych jego miesiącach w okresie 1951-1970. Wykorzystano formuły empiryczne Penmana (modyfikacja francuska), Turca i Baca, co stworzyło możliwość sprawdzenia celowości ich stosowania w obszarach o urozmaiconej rzeźbie (Bac 1970; Sarnacka i in. 1983; Roguski i in. 1987). Należy zaznaczyć, że istnieją już liczne, fizycznie uzasadnione metody i modele, które umożliwiają dokładne wyznaczanie zarówno wielkości ewapotranspiracji aktualnej, parowania terenowego, jak i parowania potencjalnego, ale składają się one z wielu funkcji i wymagają określenia znacznej liczby parametrów oraz danych wejściowych, których uzyskanie dla dłuższego okresu i większego obszaru jest stosunkowo skomplikowane oraz bardzo kosztowne (Olejnik 1988; Jaworski i Szkutnicki 1999).

Obliczenia ewapotranspiracji potencjalnej wg Penmana (E_p), Turca (E_T) i parowania wskaźnikowego wg Baca (E_0) wykonano oddzielnie dla dziesięciolecia 1951-1960 (dane z 25 stacji meteorologicznych) oraz dla dwudziestolecia 1951-1970, wykorzystując dane z 8 stacji meteorologicznych (tab. 1). Stwierdzono, że średnie wartości charakterystyk meteorologicznych z badanych przedziałów czasowych nie odbiegają w sposób istotny od wartości z trzydziestolecia 1961-1990, przyjmowanego przez klimatologów za okres normalny. Większość z uwzględnionych punktów pomiarowych (19 stacji) reprezentuje stosunki klimatyczne piętra umiarkowanie ciepłego i umiarkowanie chłodnego (Hess 1965), a zatem obszaru objętego uprawą roli, do wysokości ok. 1000 m n.p.m. Ze względu na małą rozpiętość wysokości określenie parowania zastosowanymi metodami jest możliwe bez uwzględnienia ciśnienia atmosferycznego.

Uwzględnienie danych z 25 stacji meteorologicznych pozwoliło na wyliczenie równań prostych regresji określających zależności pomiędzy wysokością nad poziomem morza a wartościami analizowanych wskaźników parowania, oddzielnie na wypukłych (11 stacji) i we wklęsłych formach terenu (14 stacji). Miarami statystycznymi wyznaczającymi wpływ czynników geograficznych, tj. wysokości nad poziomem morza i formy terenu, na wartość wskaźników parowania są współczynniki korelacji liniowej oraz współczynniki regresji określające gradienty pionowe. Rozpatrywano zmiany wartości wybranych wskaźników parowania na 100 m wysokości, oddzielnie na wypukłych i we wklęsłych formach terenu, przy czym znak „-” omawianego gradientu oznacza spadek parowania.

Ewapotranspiracja potencjalna według Penmana w modyfikacji francuskiej

Średnie półroczne sumy ewapotranspiracji potencjalnej według Penmana (E_p) w okresie 1951-1970 kształtowały się w granicach od 560 mm (Bochnia Chodenice) do 358 mm na Kasprowym Wierchu, osiągając najwyższe wartości u podnóża Karpat – 608 mm (Bochnia Chodenice) i 552 mm (Kraków),



— Penman

..... Turc

- - - Bac

a w części wysokogórskiej – 448 mm (Hala Gąsienicowa) i 394 mm (Kasprowy Wierch). Najniższe sumy półroczne ewapotranspiracji potencjalnej (E_p) osiągały odpowiednio: 506 mm w Bochni Chodenice, 459 mm w Krakowie, 352 mm na Hali Gąsienicowej i 252 mm na Kasprowym Wierchu. Zarówno średnie, jak i najwyższe i najniższe sumy półroczne wykazywały spadek wartości ze wzrostem wysokości nad poziomem morza w badanym profilu wysokościowym.

W półroczu letnim najwyższe średnie miesięczne sumy ewapotranspiracji potencjalnej (E_p) przypadają na lipiec i wahają się od 128 mm (Bochnia Chodenice) do 75 mm na Kasprowym Wierchu, a najniższe na październik i wynoszą od 39 mm (Kasprowy Wierch) do 25 mm w Nowym Targu (ryc. 1). Na wiosnę najwyższe sumy ewapotranspiracji potencjalnej (E_p) występują na przedpolu Karpat (Bochnia Chodenice 103 mm) i w kotlinach śródgórkich (Nowy Targ 96 mm). Na szczytach tatrzańskich w tej porze roku notowane są najniższe sumy ewapotranspiracji potencjalnej E_p (Kasprowy Wierch 59 mm). We wrześniu w dolnej części badanego obszaru wyraźnie wyższe sumy ewapotranspiracji potencjalnej (E_p) występują we wklęsłych formach terenu (Bochnia Chodenice 67 mm), natomiast w górnej części na wypukłych formach terenu (Gubałówka 57 mm, podczas gdy we wklęsłej formie w Kuźnicach o 10% mniej), nie wykazując wyraźnego zróżnicowania z wysokością. W październiku średnie miesięczne sumy ewapotranspiracji potencjalnej (E_p) osiągają u podnóża Karpat od 27 mm (Kraków) do 32 mm (Bochnia Chodenice); najmniej w kotlinach śródgórkich (Nowy Targ 25 mm) i nie wykazują we wklęsłych formach terenu istotnej zależności od wysokości nad poziomem morza. Wyższe sumy ewapotranspiracji potencjalnej (E_p) występują w tym miesiącu na wypukłych formach Beskidów (Luboń Wielki 29 mm), Podhala (Gubałówka 31 mm) i na najwyższych szczytach Tatr (Kasprowy Wierch 39 mm) i rosną z wysokością nad poziomem morza.

Miarami statystycznymi określającymi wpływ czynników geograficznych, tj. wysokości nad poziomem morza i formy terenu, na ewapotranspirację potencjalną (E_p) są współczynniki korelacji liniowej (r) oraz współczynniki regresji (a), określające gradienty pionowe (tab. 2). Stwierdzono ujemną istotną korelację pomiędzy wysokością nad poziomem morza a sumami półrocznymi (V-X) ewapotranspiracji potencjalnej (E_p) na wypukłych ($r=-0,890$) i we wklęsłych formach terenu ($r=-0,831$). W okresie od maja do sierpnia otrzymano na formach wypukłych ujemne istotne współczynniki korelacji ($-0,877 \leq r \leq -0,920$). We wrześniu korelacja była również ujemna, ale mało istotna ($r=-0,592$). W październiku na formach wypukłych stwierdzono korelację dodatnią istotną ($r=0,800$) sum

Ryc. 1. Średnie miesięczne sumy (mm) ewapotranspiracji potencjalnej według Penmana, Turca oraz parowania wskaźnikowego według Baca w półroczu letnim (V-X) w zachodniej części Karpat Polskich (1951-1970)

Fig. 1. Mean monthly sum (mm) of the potential evapotranspiration according to Penman and Turc as well as the indicator evaporation according to Bac during the summer half-year (May-October) in the western part of the Polish Carpathian Mts. (1951-1970)

Tab. 2. Współczynniki korelacji (r), poziom istotności według testu t - Studenta (I_s) oraz równania prostej regresji ($y=ah+b$) określające zależność między średnią miesięczną i półroczną ($V-X$) sumą ewapotranspiracji potencjalnej według Penmana (E_p , mm) i Turca (E_T , mm) oraz parowania wskaźnikowego według Baca (E_o , mm) a wysokością nad poziomem morza (h) na wypukłych i we wklęsłych formach terenu w zachodniej części Karpat Polskich

Tab. 2. Correlation coefficients (r), t - Student significance level (I_s) and linear regression equations ($y=ah+b$), showing the interdependence between the mean monthly and the half-year (May-October) total of the potential evapotranspiration according to Penman (E_p , mm), Turc (E_T , mm) and the indicatory evaporation according to Bac (E_o , mm) against the altitude (h) over the convex and concave relief forms in the western part of the Polish Carpathian Mts.

Miesiąc: Month	Formy wypukłe - Convex relief forms			Formy wklęsłe - Concave relief forms		
	Równanie regresji Equation of regression	r	I_s %	Równanie regresji Equation of regression	r	I_s %
V	$E_p = -0,0229h + 103,14$	-0,914	< 0,1	$E_p = -0,0261h + 105,48$	-0,881	< 0,1
VI	$E_p = -0,0248h + 116,62$	-0,920	< 0,1	$E_p = -0,0281h + 119,56$	-0,886	< 0,1
VII	$E_p = -0,0237h + 125,07$	-0,915	< 0,1	$E_p = -0,0243h + 126,38$	-0,825	< 0,1
VIII	$E_p = -0,0170h + 104,84$	-0,877	< 0,1	$E_p = -0,0206h + 106,86$	-0,807	< 0,1
IX	$E_p = -0,0051h + 59,27$	-0,582	< 10	$E_p = -0,0115h + 63,66$	-0,683	< 1
X	$E_p = 0,0062h + 22,16$	0,800	< 1	$E_p = -0,0061h + 29,79$	-0,426	< 20
V-X	$E_p = -0,0874h + 531,3$	-0,890	< 0,1	$E_p = -0,1162h + 552,25$	-0,831	< 0,1
V	$E_T = 0,0402h + 100,2$	-0,969	< 0,1	$E_T = 0,0345h + 96,5$	-0,949	< 0,1
VI	$E_T = 0,0354h + 117,29$	-0,942	< 0,1	$E_T = 0,0315h + 117,98$	-0,904	< 0,1
VII	$E_T = 0,0328h + 124,24$	-0,936	< 0,1	$E_T = 0,023h + 120,64$	-0,836	< 0,1
VIII	$E_T = 0,0282h + 110,82$	-0,916	< 0,1	$E_T = 0,0217h + 109,2$	-0,860	< 0,1
IX	$E_T = 0,0222h + 76,42$	-0,862	< 0,1	$E_T = 0,0176h + 74,88$	-0,908	< 0,1
X	$E_T = 0,0157h + 43,05$	-0,901	< 0,1	$E_T = 0,0129h + 40,17$	-0,884	< 0,1
V-X	$E_T = 0,1745h + 572,07$	-0,938	< 0,1	$E_T = 0,1403h + 559,82$	-0,912	< 0,1
V	$E_o = 0,0127h + 73,7$	-0,843	< 1	$E_o = 0,0123h + 75,06$	-0,690	< 1
VI	$E_o = 0,0127h + 76,46$	-0,817	< 1	$E_o = 0,0144h + 79,08$	-0,711	< 1
VII	$E_o = 0,0122h + 81,99$	-0,809	< 1	$E_o = 0,0124h + 83,17$	-0,619	< 2
VIII	$E_o = 0,0069h + 73,37$	-0,746	< 1	$E_o = 0,0111h + 76,23$	-0,587	< 5
IX	$E_o = 0,0027h + 50,78$	-0,286	< 40	$E_o = 0,0063h + 55,55$	-0,462	< 10
X	$E_o = 0,0037h + 31,74$	0,616	< 5	$E_o = 0,0005h + 36,58$	0,055	< 100
V-X	$E_o = -0,0452h + 388,06$	-0,722	< 2	$E_o = -0,0569h + 406,61$	-0,588	< 5

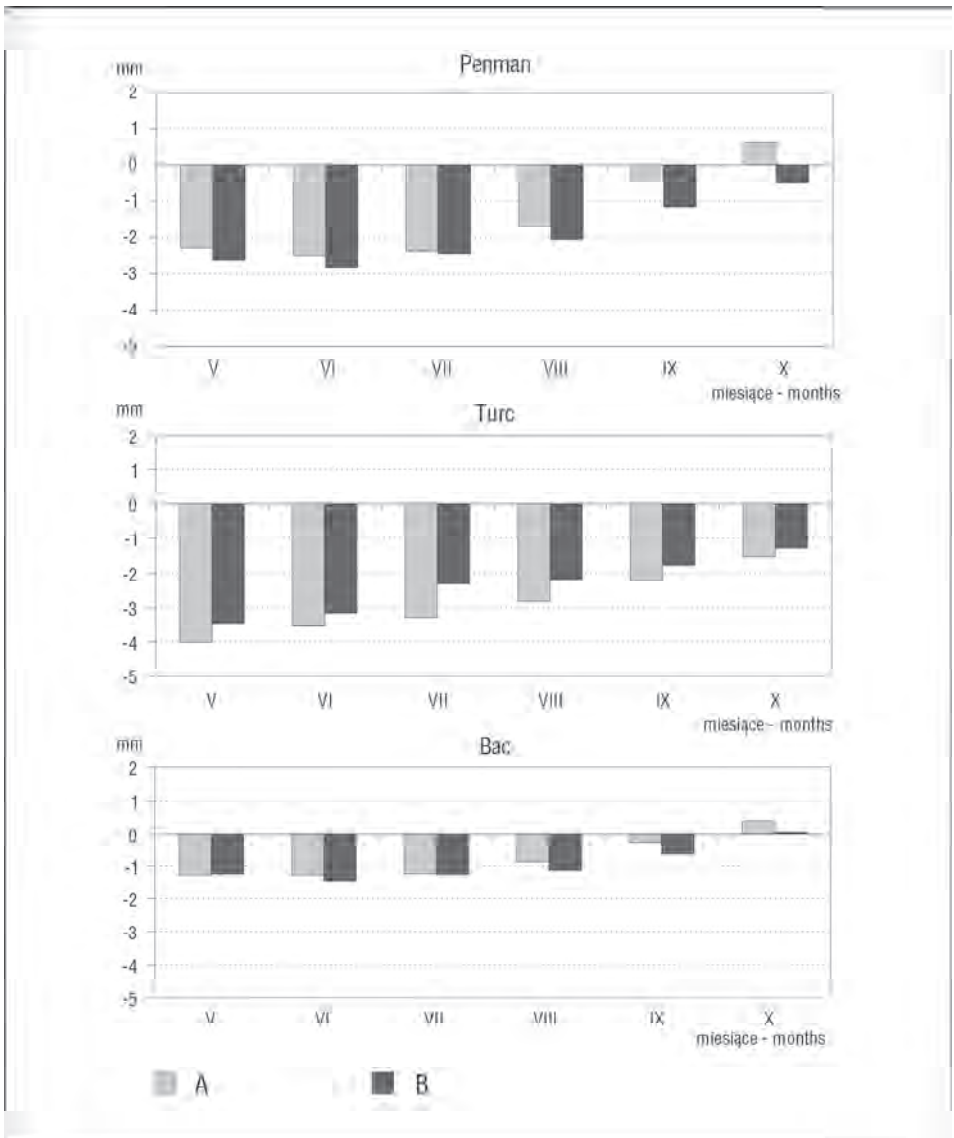
ewapotranspiracji potencjalnej (E_p) z wysokością nad poziomem morza. Sumy parowania we wklęsłych formach wykazywały niższe, ale ujemne istotne współczynniki korelacji od maja do sierpnia ($-0,807 \leq r \leq -0,886$). We wrześniu korelacja była ujemna istotna ($r = -0,693$), natomiast w październiku – nieistotna.

Gradient pionowy sum półrocznych ewapotranspiracji potencjalnej (E_p) na formach wypukłych wynosi $-8,7$ mm/100 m i jest mniejszy niż we wklęsłych formach terenu ($-11,6$ mm/100 m), co znamionuje wyższe wartości ewapotranspiracji potencjalnej (E_p) we wklęsłych formach w dolnej części badanego obszaru (tab. 2). Wartości gradientów pionowych w półroczu letnim (V-X) wahają się na wypukłych formach terenu od $0,6$ mm/100 m w październiku do $-2,5$ mm/100 m w czerwcu (ryc. 2). Wyższe wartości gradientów pionowych od maja do sierpnia w formach wklęsłych wskazują, że wyższe sumy ewapotranspiracji potencjalnej (E_p) występują na wiosnę i w lecie w obniżeniach. Różnice te zmniejszają się ku wyższym partiom badanego profilu, tak że w części wysokogórskiej sumy ewapotranspiracji potencjalnej (E_p) są wyższe na formach wypukłych. Taki rozkład gradientów pionowych znamionuje silne nagrzewanie się powietrza i wzrost ewapotranspiracji potencjalnej (E_p) w dnach dolin i kotlin. Wyższe wartości ewapotranspiracji potencjalnej (E_p) na formach wypukłych w części wysokogórskiej to skutek zapewne znacznie większych prędkości wiatru. Natomiast w październiku na formach wypukłych gradient pionowy osiąga dodatnią wartość $0,6$ mm/100 m, co wskazuje na wyższe niż u podnóża Karpat sumy ewapotranspiracji potencjalnej (E_p) w części grzbietowej Beskidów i wysokogórskiej Tatr. Taki rozkład sum ewapotranspiracji potencjalnej (E_p) w październiku jest skutkiem – z jednej strony – zwiększającego się z wysokością dopływu promieniowania słonecznego, z drugiej strony – wyższej temperatury i niedosytu wilgotności powietrza przy tzw. fenach z osiadania, a także prędkości wiatru przy klasycznych zjawiskach fenowych, których częstość w tym miesiącu wzrasta.

Ewapotranspiracja potencjalna według Turca

Średnie półroczne sumy ewapotranspiracji potencjalnej według Turca (E_T) w okresie 1951-1970 kształtowały się w granicach od 530 mm (Bochnia Chodenice) do 212 mm na Kasprowym Wierchu, osiągając najwyższe wartości u podnóża Karpat (Bochnia Chodenice 593 mm, Kraków 538 mm), a w części wysokogórskiej 328 mm (Hala Gąsienicowa) i 250 mm (Kasprowy Wierch). Najniższe sumy ewapotranspiracji potencjalnej (E_T) wynosiły odpowiednio: 472 mm w Bochni Chodenice, 438 mm w Krakowie, 254 mm na Hali Gąsienicowej i 160 mm na Kasprowym Wierchu. Średnie, najwyższe i najniższe sumy półroczne ewapotranspiracji potencjalnej (E_T) wykazywały spadek wartości ze wzrostem wysokości nad poziomem morza w badanym profilu hipsometrycznym.

W półroczu letnim (V-X) najwyższe średnie miesięczne sumy ewapotranspiracji potencjalnej (E_T) przypadają na lipiec i wahają się od 116 mm (Bochnia Chodenice) do 54 mm (Kasprowy Wierch); najniższe na październik i wynoszą od 37 mm (Bochnia Chodenice) do 10 mm na Kasprowym Wierchu (ryc. 1). W całym półro-



Ryc. 2. Średnie miesięczne wartości gradientów pionowych (mm/100 m) ewapotranspiracji potencjalnej według Penmana, Turca oraz parowania wskaźnikowego według Bac w półroczu letnim (V-X) na wypukłych (A) i we wklęsłych (B) formach terenu w zachodniej części Karpat Polskich

Fig. 2. Mean monthly values of vertical gradients (mm/100 m) of the potential evapotranspiration according to Penman and Turc as well as the indicator evaporation according to Bac during the summer half-year (May-October) over the convex (A) and concave (B) relief forms in the western part of the Polish Carpathian Mts.

czu letnim na przedpolu Karpat i Pogórzu występują najwyższe sumy miesięczne ewapotranspiracji potencjalnej (E_T), natomiast najniższe na szczytach beskidzkich i tatrzańskich. W kotlinach podkarpackich, na Pogórzu i w niższych partiach Beskidów na wiosnę, a zwłaszcza w jesieni, wyższe sumy ewapotranspiracji potencjalnej (E_T) występują na wypukłych formach terenu – we wrześniu w Rabie Wyżnej 71 mm, podczas gdy we wklęsłej formie w Nowym Targu o 10% mniej, natomiast w górnej części badanego profilu we wklęsłych formach – we wrześniu w Kuźnicach 57 mm, podczas gdy na formie wypukłej na Gubałówce o 5% mniej.

Stwierdzono ujemną wysoko istotną korelację pomiędzy wysokością nad poziomem morza a sumami półrocznymi ewapotranspiracji potencjalnej (E_T) na wypukłych ($r=-0,938$) i we wklęsłych ($r=-0,912$) formach terenu (tab. 2). W całym półroczu letnim (V-X) otrzymano na wypukłych formach terenu ujemne ($-0,882 \leq r \leq -0,969$) wysoko istotne współczynniki korelacji pomiędzy wysokością nad poziomem morza a miesięcznymi sumami ewapotranspiracji potencjalnej E_T . Formy wklęsłe wykazały niższe, ale również ujemne wysoko istotne współczynniki korelacji pomiędzy wysokością nad poziomem morza a miesięcznymi sumami ewapotranspiracji potencjalnej E_T ($-0,835 \leq r \leq -0,949$).

Gradient pionowy sum półrocznych ewapotranspiracji potencjalnej (E_T) na wypukłych formach wynosi $-17,4$ mm/100 m i jest większy niż we wklęsłych formach terenu ($-14,1$ mm/100 m), co w konsekwencji doprowadza do występowania wyższych sum półrocznych ewapotranspiracji potencjalnej (E_T) w obniżeniach w górnej części badanego profilu wysokościowego (tab. 2). Wartości gradientów pionowych na wypukłych formach terenu w poszczególnych miesiącach półrocza letniego (V-X) wahają się od $-1,6$ mm/100 m (październik) do $-4,0$ mm/100 m (maj), natomiast we wklęsłych formach terenu od $-1,3$ mm/100 m w październiku do $-3,4$ mm/100 m w maju (ryc. 2). Wyższe wartości gradientów pionowych na formach wypukłych wskazują, że wyższe sumy ewapotranspiracji potencjalnej (E_T) występują w dolnej części badanego profilu na wzniesieniach. Różnice te zmniejszają się ku wyższym partiom badanego obszaru tak, że na szczytach beskidzkich i tatrzańskich sumy miesięczne ewapotranspiracji potencjalnej (E_T) są niższe. Wysokie wartości gradientów pionowych w maju i w czerwcu (formy wypukłe $a=-3,5$ mm/100 m; formy wklęsłe $a=-3,2$ mm/100 m) są związane z silnymi spadkami temperatury powietrza w tych miesiącach w miarę wzrostu wysokości nad poziomem morza. W lipcu gradient pionowy sum miesięcznych ewapotranspiracji potencjalnej (E_T) osiąga na wypukłych formach $-3,3$ mm/100 m, a we wklęsłych formach terenu $-2,3$ mm/100 m. Takie wartości gradientów pionowych sum ewapotranspiracji potencjalnej (E_T) w lipcu są wynikiem szczególnie dużych różnic w dopływie promieniowania słonecznego (na korzyść form wklęsłych) w wyższych partiach Karpat Polskich.

Parowanie wskaźnikowe według Baca

Średnie sumy półroczne parowania wskaźnikowego według Baca (E_0) w okresie 1951-1970 kształtowały się w granicach od 430 mm (Bochnia Chodenice) do 295 mm na Kasprowym Wierchu, osiągając najwyższe wartości

u podnóża Karpat (Bochnia Chodenice 481 mm, Kraków 410 mm), a w części wysokogórskiej 350 mm – na Hali Gąsienicowej i 324 mm – na Kasprowym Wierchu. Najniższe sumy półroczne parowania wskaźnikowego (E_0) osiągały odpowiednio: 385 mm – w Bochni Chodenice, 337 mm – w Krakowie, 278 mm – na Hali Gąsienicowej i 247 mm – na Kasprowym Wierchu. Zarówno średnie, jak i najwyższe i najniższe sumy półroczne parowania wskaźnikowego (E_0) wykazywały spadek ze wzrostem wysokości nad poziomem morza. Na badanym obszarze zaznaczyły się wyższe sumy półroczne parowania wskaźnikowego (E_0) we wklęsłych formach terenu. Szczególnie wyraźnie jest to widoczne w obrębie Podhala i w dnach dolin tatrzańskich; na Łysej Polanie 371 mm, podczas gdy na formie wypukłej na Gubałówce 334 mm.

W półroczu letnim (V-X) najwyższe średnie miesięczne sumy parowania wskaźnikowego (E_0) przypadają na lipiec i wynoszą od 89 mm w obszarach najniżej położonych (Bochnia Chodenice) do 56 mm na Kasprowym Wierchu (ryc. 1). Najniższe sumy parowania wskaźnikowego (E_0) występują w październiku i wynoszą od 29 mm w Krakowie do 39 mm w Bochni Chodenice i na Kasprowym Wierchu. Jesienią zaznacza się na badanym obszarze słabe zróżnicowanie sum parowania wskaźnikowego (E_0) z wysokością nad poziomem morza. Na wiosnę na przedpolu Karpat (Bochnia Chodenice 76 mm) i w kotlinach śródgórskich (Nowy Targ 73 mm) występują najwyższe sumy parowania wskaźnikowego (E_0), natomiast w tej porze roku na szczytach tatrzańskich są one najniższe (Kasprowy Wierch 50 mm). W poszczególnych miesiącach półroczu letniego występują wyższe sumy parowania wskaźnikowego (E_0) we wklęsłych formach terenu niż na wypukłych (w maju: na Łysej Polanie 66 mm, podczas gdy na formie wypukłej na Gubałówce o 10% mniej; w czerwcu: na Łysej Polanie 69 mm, podczas gdy na Gubałówce o 15% mniej).

Stwierdzono ujemną istotną korelację pomiędzy wysokością nad poziomem morza a sumami półrocznymi (V-X) parowania wskaźnikowego E_0 na wypukłych ($r=-0,722$) i we wklęsłych formach terenu ($r=-0,599$). W okresie od maja do sierpnia otrzymano na formach wypukłych ujemne istotne współczynniki korelacji pomiędzy wysokością nad poziomem morza a sumami parowania wskaźnikowego E_0 ($-0,746 \leq r \leq -0,843$); we wrześniu na formach wypukłych korelacja była nieistotna (tab. 2). Natomiast w październiku stwierdzono na wypukłych formach terenu korelację dodatnią pomiędzy wysokością nad poziomem morza a sumami parowania wskaźnikowego E_0 ($r=0,616$). W okresie od maja do sierpnia we wklęsłych formach terenu zaznaczają się niższe, ale także istotne statystycznie, ujemne współczynniki korelacji pomiędzy wysokością nad poziomem morza a sumami parowania wskaźnikowego E_0 ($-0,587 \leq r \leq -0,711$). We wrześniu na formach wklęsłych korelacja była ujemna słabo istotna ($r=-0,462$), natomiast w październiku – nieistotna.

Gradient pionowy sum półrocznych parowania na wypukłych formach wynosi $-4,5$ mm/100 m i jest mniejszy niż we wklęsłych formach terenu ($-5,7$ mm/100 m), co oznacza, że wyższe sumy półroczne parowania wskaźnikowego (E_0) występują we wklęsłych formach terenu, przy czym z wysokością różnice

są coraz mniejsze (tab. 2). W okresie od maja do sierpnia gradienty pionowe na wypukłych formach terenu wahają się od $-0,9$ mm/100 m w sierpniu do $-1,3$ mm/100 m w maju i w czerwcu (ryc. 2). Wyższe wartości gradientów pionowych od maja do sierpnia we wklęsłych formach terenu (od $-1,1$ do $-1,4$ mm/100 m) wskazują na silne nagrzewanie się powietrza i wyższe sumy parowania wskaźnikowego na wiosnę i w lecie w obniżeniach. Natomiast w październiku na wypukłych formach terenu stwierdzono dodatnią wartość gradientu pionowego ($0,4$ mm/100 m), wskutek czego występują wówczas wyższe sumy parowania na szczytach beskidzkich i tatrzańskich. Taki rozkład parowania wskaźnikowego (E_0) w październiku jest skutkiem zarówno wzrostu promieniowania całkowitego z wysokością nad poziomem morza, jak i niedosytu wilgotności powietrza przy zdarzających się fenach z osiadania lub wzrostu niedosytu wilgotności powietrza i prędkości wiatru przy klasycznych zjawiskach fenowych.

Dyskusja wyników

Przeprowadzona analiza wykazała duże zróżnicowanie wielkości parowania w zachodniej części Karpat Polskich. Na ryc. 1 przedstawiono przebieg średnich miesięcznych sum ewapotranspiracji potencjalnej według Penmana (E_p) i Turca (E_T) oraz parowania wskaźnikowego według Baca (E_0) w półroczu letnim (V-X) w okresie 1951-1970. Wartości analizowanych wskaźników parowania u podnóża Karpat, w Beskidach i na Podhalu różnią się znacznie na wiosnę i w lecie, przy czym kolejno najwyższe zbliżone do siebie wartości osiągają sumy ewapotranspiracji potencjalnej (E_p) i (E_T), a znacznie niższe sumy parowania wskaźnikowego (E_0). Natomiast w jesieni różnice pomiędzy wybranymi wskaźnikami parowania są stosunkowo niewielkie, a w październiku sumy ewapotranspiracji potencjalnej (E_p) i parowania wskaźnikowego (E_0) mają prawie takie same wartości. W części wysokogórskiej Karpat Polskich sumy ewapotranspiracji potencjalnej (E_T) są znacznie niższe na wiosnę i w jesieni niż sumy ewapotranspiracji potencjalnej (E_p) oraz parowania wskaźnikowego (E_0). W półroczu letnim (V-X) wyliczenia według zastosowanych metod wykazały najwyższe sumy parowania w lipcu, najniższe w październiku, z tym że wartości analizowanych wskaźników parowania osiągały wyższe wielkości na wiosnę niż w jesieni. Występowanie na badanym obszarze najwyższych sum parowania w lipcu to skutek dużego zachmurzenia i zmniejszonego dopływu promieniowania słonecznego w czerwcu (Olecki 1989).

Rozkład przestrzenny parowania w Karpatach Polskich zależy od wysokości nad poziomem morza oraz formy rzeźby terenu. Oddziaływanie czynników lokalnych w różnych typach form wklęsłych, a zwłaszcza występowanie w dolinach i kotlinach inwersji termicznych powoduje zmniejszenie się współczynników korelacji pomiędzy wysokością nad poziomem morza a wielkościami parowania. Wśród wskaźników parowania najściślej zmianom wraz z wysokością nad poziomem morza w półroczu letnim (V-X) podlega ewapotranspiracja potencjalna według Turca (E_T), która wykazuje najbardziej regularne zmiany na jednostkę wysokości nad poziomem morza w podstawowych formach rzeźby terenu (tab. 2).

W dolnej części badanego profilu o zróżnicowaniu sum ewapotranspiracji potencjalnej (E_T) decyduje temperatura powietrza, a w wyższych partiach Beskidów i Tatr dopływ promieniowania słonecznego. Mianowicie w kotlinach podkarpackich, na Pogórzu i w niższych partiach Beskidów na wiosnę, a zwłaszcza jesienią, wyższe sumy ewapotranspiracji potencjalnej (E_T) występują na wypukłych formach terenu, które odznaczają się wyższymi średnimi miesięcznymi temperaturami powietrza, co związane jest z dużą częstotliwością występowania inwersji temperatury uwarunkowanych zaleganiem zimnego powietrza we wklęsłych formach terenu. Natomiast w górnej części badanego profilu wyższe wartości ewapotranspiracji potencjalnej (E_T) we wklęsłych formach terenu są uwarunkowane większym dopływem promieniowania słonecznego. Nagrzewanie się powietrza w dnach dolin i kotlin oraz postępująca konwekcja i kondensacja pary wodnej na zboczach wzniesień Beskidów i Tatr zaznaczają się różnicami w wielkościach dopływu promieniowania słonecznego pomiędzy podstawowymi formami rzeźby terenu. Różnice sum miesięcznych promieniowania całkowitego w półroczu letnim (V-X) pomiędzy formami wypukłymi a wklęsłymi mogą dochodzić do ponad 20 kWh·m⁻² na korzyść stacji położonych we wklęsłych formach terenu. Szczególnie wyraźnie jest to widoczne na obszarze Podhala i dolin tatrzańskich, które są w półroczu letnim obszarami silnej turbulencji termicznej i konwekcji, mniejszego zachmurzenia, a w związku z tym – wyższych sum promieniowania całkowitego w stosunku do otaczających wzniesień. Manifestuje się to wyższymi sumami ewapotranspiracji potencjalnej E_T w obrębie form wklęsłych (Kuźnice 400 mm, Łysa Polana 427 mm, podczas gdy na formie wypukłej na Gubałówce 376 mm). Wyraźny spadek wielkości ewapotranspiracji potencjalnej (E_T) z wysokością nad poziomem morza wynika w znacznym stopniu z założeń metody, która uwzględnia jedynie czynnik energetyczny w postaci promieniowania całkowitego, a średnia temperatura powietrza wyznacza ogólne warunki termiczne procesu parowania.

Zależność pomiędzy wysokością nad poziomem morza a ewapotranspiracją potencjalną według Penmana (E_p) i parowaniem wskaźnikowym według Bacia (E_0) jest na badanym obszarze mniej wyraźna, ale również istotna statystycznie (tab. 2). Uwzględnienie w tych formułach podstawowych czynników decydujących o procesie parowania wody, tj. ilości energii cieplnej dostarczonej do powierzchni parującej, zdolności pochłaniania wytworzonej pary wodnej przez atmosferę oraz ruchów powietrza, pozwoliło na pełniejsze wykazanie oddziaływania czynników lokalnych w podstawowych formach rzeźby terenu. Występowanie na wiosnę i w lecie (również we wrześniu) silnej konwekcji i osuszania powietrza w obniżeniach oraz kondensacji pary wodnej na zboczach przejawia się wyższymi sumami ewapotranspiracji potencjalnej (E_p) i parowania wskaźnikowego (E_0) we wklęsłych formach terenu. Ponadto w półroczu letnim (V-X) a zwłaszcza w jesieni, obok skutków prądów konwekcyjnych zaznacza się w dolnej części badanego obszaru silne osuszanie powietrza związane z efektami fenowymi przy adwekcji powietrza z południa lub południowego zachodu. Natomiast wyraźnego wzrostu sum ewapotranspiracji potencjalnej

(E_p) i parowania wskaźnikowego (E_0) w październiku w wyższych partiach szczytowych badanego obszaru należy upatrywać w większej częstotliwości sytuacji antycyklonalnych w tym miesiącu, a w związku z tym – z jednej strony – ze wzrostem dopływu promieniowania słonecznego, z drugiej strony – z częstym osiadaniem powietrza (sytuacje bezadwekcyjne) powodującym adyabatyczne ogrzewanie się, a tym samym jego wysuszenie (feny z osiadania). Ponadto wysokie sumy ewapotranspiracji potencjalnej (E_p) i parowania wskaźnikowego (E_0) w październiku są zapewne związane z przewagą adwekcji powietrza z kwadrantu południowego i w związku z tym większą częstotliwością w partiach szczytowych klasycznych wiatrów typu fenowego (Niedźwiedź 1981; Ustrnul 1991).

Szczególnie ciekawie rysuje się położenie Podhala względem głównego grzbie-tu Beskidów, gdzie w związku z silnymi inwersjami termicznymi i higrycznymi w październiku występują najniższe sumy wskaźników parowania (Nowy Targ: $E_p=25$ mm, $E_T=33$ mm, $E_0=36$ mm; Poronin: $E_p=25$ mm, $E_T=29$ mm, $E_0=38$ mm), a z drugiej strony jest to obszar silnego wysuszenia powietrza i wysokich sum parowania związanych z konwekcją i występowaniem efektów fenowych (w lipcu na stacji Nowy Targ: $E_p=116$ mm, $E_T=114$ mm, $E_0=79$ mm, w Poroninie: $E_p=108$ mm, $E_T=104$ mm, $E_0=73$ mm). Natomiast w związku z dominującym wpływem wilgotnych mas powietrza z północy rejon Bramy Sieniawskiej (Pogórze Orawsko-Jordanowskie) odznacza się niższymi sumami wskaźników parowania (w lipcu na stacji Rdzawka: $E_p=100$ mm, $E_T=93$ mm, $E_0=67$ mm).

Podsumowanie

Analiza występowania sum ewapotranspiracji potencjalnej według Penmana (E_p) i Turca (E_T) oraz parowania wskaźnikowego według Baca (E_0) w półroczu letnim (V-X), przeprowadzona oddzielnie na wypukłych i we wklęsłych formach terenu, wykazała w znacznym stopniu zbliżony rozkład przestrzenny i czasowy ewapotranspiracji potencjalnej (E_p) oraz parowania wskaźnikowego (E_0) w dolnej części badanego profilu hipsometrycznego, gdzie obie metody wykazały wyraźnie wyższe wartości wskaźników parowania we wklęsłych formach terenu; sumy ewapotranspiracji potencjalnej (E_T) są wyższe na wypukłych formach terenu, z wyjątkiem czerwca. Różnice w wynikach przy zastosowaniu powyższych metod zaznaczyły się natomiast w ocenie wielkości parowania w górnej części badanego profilu. W wysokogórskiej części Karpat Polskich wyższe sumy ewapotranspiracji potencjalnej (E_p) występują na wypukłych formach terenu, oprócz lipca, ze względu prawdopodobnie na większe znaczenie prędkości wiatru w formule Penmana. Przy zastosowaniu metody Turca, podobnie jak w metodzie Baca, w górnej części badanego obszaru wyższe sumy ewapotranspiracji potencjalnej (E_T) i parowania wskaźnikowego (E_0) występują we wklęsłych formach terenu – w związku z notowanymi w ich obrębie wyższymi sumami promieniowania całkowitego. Według metody Turca i Baca czynnikiem decydującym o zróżnicowaniu wielkości parowania w części zachodniej Karpat Polskich jest dopływ promieniowania słonecznego. Na szczególne znaczenie

czynnika energetycznego w procesie parowania w obszarach górskich wskazuje wielu autorów (Olechnowicz-Bobrowska 1978; Paszyński i Niedźwiedź 1999). Należy zaznaczyć, że uzyskane wyniki dla punktów pomiarowych zlokalizowanych w części wysokogórskiej mogą być obciążone pewnym błędem wynikającym z nieuwzględnienia w wykorzystanych formułach wpływu ciśnienia atmosferycznego na proces fizyczny parowania.

Ze względu na rolę klimatotwórczą dopływu promieniowania słonecznego oraz dużą łatwość uzyskiwania wyników, wydaje się bardziej celowe przyjąć jako podstawę do wyznaczania wielkości parowania w Karpatach Polskich wzór Baca na parowanie wskaźnikowe (E_0) i Turca na ewapotranspirację potencjalną (E_T). Z kolei formuła Baca wypracowana w warunkach klimatycznych Polski i uwzględniająca nie tylko czynnik energetyczny, ale również wilgotność i ruchy powietrza, które decydują o procesie fizycznym parowania, pozwala otrzymywać bardziej wiarygodne wyniki dla całego roku na badanym obszarze.

LITERATURA

- Bac S., 1970, *Badania nad współzależnością parowania z wolnej powierzchni wodnej, parowania terenowego i ewapotranspiracji potencjalnej*, Prace i Studia Komitetu Gospodarki Wodnej i Surowców, PAN, 10, 287-366.
- Cetnarowicz M., 1971, *Parowanie terenowe w Polsce w oparciu o analizę składników bilansu wodnego i sieciowe obserwacje elementów klimatu w dziesięcioleciu 1951-1960*, Prace PIHM, 104, 3-39.
- Gutry-Korycka M., 1978, *Parowanie terenowe w Polsce (1931-1960)*, Przegląd Geofizyczny, 23 (31), 4, 295-299.
- Hess M., 1965, *Piętra klimatyczne w polskich Karpatach Zachodnich*, Zeszyty Naukowe UJ, Prace Geograficzne, 11, ss. 258.
- Jaworski J., 1968, *Zróżnicowanie przestrzenne średniego rocznego parowania terenowego w Polsce*, Prace PIHM, 95, 15-28.
- Jaworski J., Szkutnicki J. (red.), 1999, *Dynamika obiegu wody w zlewni górnej Wilgi*, IMGW, Warszawa, ss. 382.
- Kowanetz L., 2001, *Metoda wyznaczania klimatycznego bilansu wodnego w obszarach górskich*, Roczniki Akademii Rolniczej w Poznaniu, 329, 21, 127-136.
- Niedźwiedź T., 1981, *Sytuacje synoptyczne i ich wpływ na zróżnicowanie przestrzenne wybranych elementów klimatu w dorzeczu górnej Wisły*, Rozprawy Habilitacyjne UJ, 58, ss. 165.
- Olechnowicz-Bobrowska B., 1978, *Parowanie potencjalne w okresie wegetacyjnym w Polsce*, Zeszyty Naukowe Akademii Rolniczej w Krakowie, Rozprawy Habilitacyjne UJ, 67, ss. 173.
- Olecki Z., 1989, *Bilans promieniowania słonecznego w dorzeczu górnej Wisły*, Rozprawy Habilitacyjne UJ, 157, ss. 126.
- Olejnik J., 1988, *The empirical method of estimating mean daily and mean ten-day values of latent and sensible-heat fluxes near the ground*, Journal of Applied Meteorology, 12, 1358-1369.

- Paszyński J., Niedźwiedz T., 1999, *Klimat* [w:] L. Starkel (red.), *Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze*, PWN, Warszawa, 288-343.
- Roguski W., Sarnacka S., Drupka S., 1987, *Instrukcja wyznaczania potrzeb i niedoborów wodnych w produkcji roślin uprawnych*, Centralny Plan Badawczo Rozwojowy - 10.8, Instytut Melioracji i Użytków Zielonych, Falenty.
- Sarnacka S., Brzeska J., Świerczyńska H., 1983, *Wybrane metody wyznaczania ewapotranspiracji potencjalnej*, Materiały Badawcze, seria Gospodarka Wodna i Ochrona Wód, IMGW, Warszawa, ss. 35.
- Susze na obszarze Polski w latach 1951-1990*, 1995, Materiały Badawcze, seria Gospodarka Wodna i Ochrona Wód, 16, ss. 140.
- Szkutnicka J., 1986, *Parowanie terenowe* [w:] J. Stachý (red.), *Atlas Hydrologiczny Polski*, cz. II., IMGW, Warszawa, 177-180.
- Ustrnul Z., 1991, *Wiatry fenowe w Karpatach Polskich*, maszynopis pracy doktorskiej w Zakładzie Meteorologii Regionalnej IMGW, Oddział w Krakowie, ss. 170.

INFLUENCE OF THE ALTITUDE AND THE FORMS OF TERRAIN UPON THE EVAPORATION INDEX VALUES IN THE WESTERN PART OF THE POLISH CARPATHIAN MTS.

SUMMARY

This paper is based on the meteorological data gathered over the 1951-1970 period from the three catchment areas: Skawa River, Raba River and Dunajec River, all located in the western part of the Polish Carpathian Mts. (Tab. 1). The frequently practised worldwide (also in Poland) empirical formulae of potential evapotranspiration according to Penman (French modification) and Turc, as well as one of indicator evaporation according to Bac were utilised, providing facilities for verification of their application suitability over the mountain areas (Fig. 1).

Having all data gathered from the 25 meteorological stations it was possible to calculate the linear regression equations, showing the interdependence between the altitude above sea level and the values of analysed evaporation indexes - separately for the convex (11 stations) and concave (14 stations) forms of terrain. The statistical measures setting the influence of geographical parameters i.e. the altitude and the forms of terrain upon the evaporation indexes are the linear correlation coefficient and the regression coefficient, denominating the vertical gradients (Tab. 2 and Fig. 2).

Translated by Author

