POLSKA AKADEMIA NAUK
INSTYTUT GEOGRAFII I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA

POLISH ACADEMY OF SCIENCES
INSTITUTE OF GEOGRAPHY AND SPATIAL ORGANIZATION

Badania topoklimatyczne w Mołdawii

T.S. Konstantinova, J. Boloban, J. Paszyński,
J. Skoczek, B. Krawczyk

Nr 26 **1994**

PAN
IGiPZ

ZESZYTY
INSTYTUTU GEOGRAFII I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA
PAN

POLSKA AKADEMIA NAUK
INSTYTUT GEOGRAFII I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA
POLISH ACADEMY OF SCIENCES
INSTITUTE OF GEOGRAPHY AND SPATIAL ORGANIZATION

Badania topoklimatyczne w Mołdawii

T.S. Konstantinova, J. Boloban, J. Paszyński,
J. Skoczek, B. Krawczyk

Nr 26 **1994**

TOPOCLIMATIC INVESTIGATION IN MOLDOVA

Z E S Z Y T Y
INSTYTUTU GEOGRAFII I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA
P A N

http://rcin.org.pl

Redaguje zespół w składzie:

Teresa Kozłowska-Szczęsna (redaktor),

Jerzy Grzeszczak (zastępca redaktora),

Marek Degórski

Bronisław Czyż (sekretarz)

Opiniowali do druku:

prof. dr T. Kozłowska-Szczęsna

prof. dr J. Paszyński

Adres redakcji:

00-927 Warszawa, Krakowskie Przedmieście 30,

tel. 26 19 31, 26 83 29; telefax 48 22 267 267

Opracowanie redakcyjne i techniczne:

Barbara Jaworska

http://rcin.org.pl

SPIS TREŚCI

Przestrzenna i czasowa zmienność składników bilansu cieplnego w terenie o pagórkowatej rzeźbie (T.S. Konstantinova. I. Boloban, J. Paszyński, B. Krawczyk) 5
1. Wstęp 5
2. Cel i metoda pracy 6
3. Wyniki 8
3.1. Bilans radiacyjny 8
3.2. Struktura bilansu cieplnego 9
3.3. Przebieg dzienny składników bilansu cieplnego 11
4. Podsumowanie 12
Literatura 14
Spatial and temporal variations of components of a heat balance in a hilly area (summary) 15
Ryciny 16

Struktura bilansu cieplnego powierzchni pola czarnoziemu (na przykładzie badań ekspedycyjnych w Mołdawii (J. Skoczek) 21
1. Wprowadzenie 21
2. Aparatura pomiarowa użyta podczas badań i sposoby wyznaczania poszczególnych strumieni energii na powierzchni czynnej 21
3. Omówienie wyników 24
3.1. Bilans promieniowania 24
3.2. Strumień ciepła w glebie 27
3.3. Turbulencyjna wymiana ciepła i wilgoci 28
4. Wnioski 30
Literatura 32
The structure of haplic chernozem heat balance (a case study of Moldova), (summary) . . . 32
Ryciny 33

Porównanie wartości strumienia ciepła w glebie wyznaczonych dwoma różnymi sposobami (J. Skoczek) 41
1. Wprowadzenie 41
2. Miejsce i okres pomiarów, aparatura pomiarowa i metoda opracowania materiałów . 42
3. Omówienie wyników 46
4. Dyskusja wyników 52
5. Podsumowanie dyskusji wyników 70
6. Wnioski 71
Literatura 73
Comparison of soil heat flux obtained by means of two methods (summary) 76
Ryciny 77

http://rcin.org.pl

http://rcin.org.pl

T.S.Konstantinova, I. Boloban
Oddział Geografii AN Republiki Mołdowa, Kiszyniów
J.Paszyński , B.Krawczyk
Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN, Warszawa

PRZESTRZENNA I CZASOWA ZMIENNOŚĆ SKŁADNIKÓW BILANSU CIEPLNEGO W TERENIE O PAGÓRKOWATEJ RZEŹBIE

1. Wstęp

Wśród czynników kształtujących cechy klimatu miejscowego, szczególne znaczenie dla stosunków termicznych i wilgotnościowych ma zróżnicowanie rzeźby terenu i warunków glebowych.

Mołdawia charakteryzuje się złożoną i różnorodną rzeźbą terenu. Jej terytorium obejmuje południowo-zachodni kraniec Równiny Wschodnioeuropejskiej, w tym znaczną część międzyrzecza Dniestru i Prutu, sięgając na wschodzie po lewy brzeg Dniestru. Ukształtowanie powierzchni Mołdawii jest dość niejednorodne, średnia jej wysokość wynosi 147 m npm., a maksymalna - 429 m. Rozczłonkowanie terenu (ogólna długość dolin na jednostkę powierzchni) osiąga 1- 4 km na km^2, a deniwelacje 100-300 m (*Atlas Moldavskoj SSR* 1978). Terytorium kraju obniża się z północo-zachodu na południo-wschód, a obok siebie występują równiny i wyniesione, głęboko rozczłonkowane wzniesienia, zajmujące przede wszystkim środkową część kraju. Mołdawia charakteryzuje się znacznym zróżnicowaniem gleb: przeważają różnego rodzaju czarnoziemy, a także gleby leśne i łąkowo-aluwialne /mady/. Ich skład mechaniczny wskazuje, że są to gleby pyłowo-ilaste i pyłowe (*Atlas* ...1978).

Pod wpływem tak różnorodnej powierzchni czynnej kształtuje się zróżnicowana wymiana energii, wyrażona w postaci bilansu radiacyjnego i bilansu cieplnego. W literaturze rosyjskojęzycznej spotkać można wiele publikacji poruszających oddziaływanie różnego rodzaju powierzchni czynnej na bilans cieplny, również na obszarze Mołdawii (Ajzenštat 1967, Archipova i in. 1955, Borzenkova 1967, Gavrilova 1968, Int 1976, Kostin 1970, Ogneva 1968, Sakali 1970). Jednak w odniesieniu do pagórkowatej rzeźby badania bilansu cieplnego były prowadzone sporadycznie, w latach ubiegłych w strefie leśnej (Koškodan 1971).

http://rcin.org.pl

2. Cel i metoda pracy

Biorąc pod uwagę znaczącą rolę bilansu cieplnego w kształtowaniu się warunków termicznych i wilgotnościowych badanego terenu (od których - w połączeniu z wilgotnością gleby i poziomem kultury rolnej - zależy efektywność rolnictwa), a także specyfikę powierzchni czynnej kraju, Oddział Geografii Akademii Nauk Republiki Mołdawii wraz z Instytutem Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN przygotował i przeprowadził latem 1989 badania bilansu cieplnego w warunkach pagórkowatej rzeźby terenu. Celem tych badań było zebranie informacji o strukturze bilansu cieplnego, zbadanie wpływu rzeźby terenu na wartości składników bilansu cieplnego oraz określenie ich zmienności czasowej i przestrzennej. Biorąc pod uwagę fakt, że dynamikę wielu procesów przyrodniczych określa się zmiennością w czasie i przestrzeni składników bilansu cieplnego - tak sformułowany cel badań odpowiada wymogom współczesnej klimatologii. Badania te prowadzono w dniach 12-20 sierpnia 1989 r. na stacji terenowej Oddziału Geografii Akademii Nauk Mołdawii, położonej we wsi Gyzden w rejonie Orgejevskim (50 km na północo-wschód od Kiszyniowa), na polach kołchozu im J. Gagarina. Punkty pomiarowe rozłożone były wzdłuż profilu, na zboczach o ekspozycji południowo-zachodniej i północno-wschodniej, na polach o jednorodnej pokrywie glebowej. Profil zawierał 5 punktów pomiarowych (ryc.1); na jednym z nich obserwacje prowadzili klimatolodzy z Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN: prof.dr Janusz Paszyński, dr Barbara Krawczyk, dr Józef Skoczek, inż. Janusz Bublewski.

Punkt 1: znajdował się w dolnej części północno-wschodniego zbocza, na wysokości 130 m npm., w odległości około 100 m od jego podnóża i 900 m od działu wodnego. Nachylenie zbocza w tym miejscu wynosi 5° (ryc. 1, 2).

Punkt 2: reprezentował środkową część północno-wschodniego zbocza na wysokości 165 m npm.; znajdował się on w odległości około 450 m od spłaszczenia wododziałowego i 600 m od podnóża zbocza. Nachylenie terenu 5°.

Punkt 3: znajdował się na spłaszczeniu wododziałowym o wysokości 203 m npm.

Punkt 4: usytuowany był w środkowej części południowo-zachodniego zbocza o nachyleniu 5°, na wysokości 158 m npm.; znajdował się on w odległości 430 m od działu wodnego i 600 m od podnóża zbocza.

Punkt 5: znajdował się w dolinie niewielkiego cieku wodnego, na terenie nachylonym w kierunku południowo-zachodnim.

Wszystkie punkty obserwacyjne zlokalizowane były na czarnym ugorze. Obserwacje prowadzono co godzinę od 07 do 22 czasu miejscowego, a także o godz. 01. Na stanowiskach pomiarowych mierzono jednocześnie gradienty pionowe temperatury, wilgotności powietrza i prędkości wiatru, a także promieniowanie słoneczne, temperaturę gleby, ciśnienie atmosferyczne, notowano także wielkość zachmurzenia i kierunek wiatru. Pomiary gradientowe wykonywano na 4 poziomach: 20, 50, 100, 200 cm nad gruntem. Temperaturę i wilgotność powietrza mierzono psychrometrami aspiracyjnymi umieszczonymi poziomo na

http://rcin.org.pl

maszcie do pomiarów gradientowych. Prędkość wiatru mierzono anemometrami Robinsona, a jego kierunek - anemometrem Tretjakova. Bilans radiacyjny i jego składniki mierzono za pomocą aktynometru, pyranometru i bilansomierza Janiszewskiego, na wysokości 1,5 m nad powierzchnią gruntu. Bilansomierz i pyranometr były umieszczone równolegle do powierzchni zboczy. Pomiarów temperatury gleby dokonywano: na jej powierzchni - rtęciowymi termometrami zwykłymi (meteorologicznymi), na głębokościach 5,10,15,20 cm rtęciowymi termometrami Savinova, zaś na głębokości 30,40,50,60 cm - elektrycznymi termometrami oporowymi. Porównanie wskazań przyrządów miało miejsce bezpośrednio przed i po pomiarach. Dwa razy, w odstępach pięciodniowych, pobierano próby gleby w celu określenia jej wilgotności, a przed pomiarami zbadano gęstość i strukturę gleby. Fizyczne właściwości gleby w poszczególnych punktach pomiarowych zawiera tabela 1.

Tabela 1. Fizyczne właściwości górnej, 20 cm warstwy gleby, w poszczególnych punktach pomiarowych, Gyzden, 12-20 sierpnia 1989

Physical properties of the upper (20 cm) layer of the soil in five measurement points, Gyzhden 12- 20 August 1989

Parametr	Punkty pomiarowe				
	1	2	3	4	5
w(%)	22,7	26,3	25,1	25,4	29,2
w(mm)	26,8	27,1	26,6	26,4	28,1
c	0,149	0,130	0,134	0,131	0,121
αt	0,172	0,155	0,144	0,124	0,092
αc	0,256	0,201	0,192	0,162	0,111
ρ	1,18	1,03	1,06	1,04	0,96

w - wilgotność gleby (%, mm), (soil humidity)

c - objętościowa pojemność cieplna ($Jm^{-3}K^{-1}$ 10^7) (heat capacity)

αt - przewodnictwo temperaturowe (m^2s^{-1} 10^{-6}) (thermal diffusivity)

αc - przewodnictwo cieplne $Wm^{-1}K^{-1}$ (thermal conductivity)

ρ - gęstość gleby (kgm^{-3} 10^3) (soil density)

http://rcin.org.pl

Pogoda w czasie badań terenowych (od 12 do 20 sierpnia 1989 r.) odznaczała się stałością, charakterystyczną dla suchego i gorącego lata w Mołdawii. Była to sytuacja antycyklonalna, o wysokich temperaturach powietrza i małej prędkości wiatru. Warunki pogodowe odznaczały się zachmurzeniem zmiennym - od małego do umiarkowanego - sporadycznie obserwowano występowanie chmur typu cumulus, jednak pokrycie nieba przez ten rodzaj chmur (na ogół w godzinach okołopołudniowych) nie przekraczało 50%. Godziny wieczorne i nocne charakteryzowały się na ogół zachmurzeniem małym i bardzo małymi prędkościami wiatru. W ciągu dnia temperatura powietrza sięgała 26- 33°C, zaś nocą spadała do 15-19°. Prędkość wiatru wynosiła 2 - 4 ms^{-1} dniem i <1 ms^{-1} - nocą. W okresie pomiarów wystąpił jeden raz (17 VIII) opad deszczu o małym natężeniu (suma opadu - 3,5 mm), trwający z przerwami kilka godzin. W dniu tym jak i w następnym żadnych pomiarów nie prowadzono. Wyniki pomiarów opracowano zgodnie z metodyką stosowaną w b. Związku Radzieckim (*Rukovodstvo*...,1971, 1977).

Strukturę bilansu cieplnego można wyrazić za pomocą następującego wzoru:

$$B = H + LE + P$$

gdzie:

B - saldo promieniowania powierzchni czynnej, stanowiące różnicę między stroną przychodową i rozchodową bilansu radiacyjnego.

H - turbulencyjny strumień ciepła w przyziemnej warstwie powietrza,

LE - straty ciepła na parowanie z powierzchni czynnej, lub jego dopływ wskutek kondensacji pary wodnej,

P - strumień ciepła w glebie.

Natężenie poszczególnych strumieni wyrażone jest w kWm^{-2}, zaś sumy dzienne w MJm^{-2}.

3. Wyniki

3.1. Bilans radiacyjny

Analiza uzyskanych wyników pozwala stwierdzić, że w warunkach pagórkowatej rzeźby terenu ma miejsce zróżnicowanie wszystkich składników bilansu radiacyjnego i cieplnego (tab.2).

Na skutek większych wartości całkowitego promieniowania słonecznego notowanych na zboczu SW (punkt pomiarowy 4) saldo promieniowania charakteryzowało się tam większą średnią sumą dzienną (20,3 MJm^{-2}), niż na zboczu północno-wschodnim (punkt pomiarowy 2) - 14,0 MJm^{-2}. Różnica między tymi wartościami wynosiła 6,3 MJm^{-2}. Na spłaszczeniu wododziałowym (punkt pomiarowy 3) saldo promieniowania było średnio o około 15% większe niż w dolinie (punkt pomiarowy 5). W środkowej części zbocza SW zaobserwowano, że wartość *B* jest tam o 16% większa w porównaniu z doliną, zaś w środkowych częściach północno-wschodniego zbocza stwierdzono zmniejszenie wartości tego strumienia o 17%, z powodu

http://rcin.org.pl

mniejszego dopływu promieniowania słonecznego. W dolnej części zbocza NE (stanowisko 1) średnia suma dzienna *B* wynosiła 13,7 MJm^{-2}, a więc o 20% mniej niż w dolinie, z powodu obserwowanego tu mniejszego dopływu bezpośredniego promieniowania słonecznego (tab.2).

Tabela 2. Średnie dzienne (godz. 07-21) sumy składników bilansu cieplnego (MJm^{-2} oraz struktura bilansu cieplnego w okresie badań, Gyzden 12-20 sierpnia 1989

Mean diurnal (7 a.m. - 9 p.m.) totals of the energy fluxes (MJm^{-2}) and the structure of heat balance. Gyzhden 12- 20 August 1989

Punkty pomiarowe	Składniki bilansu cieplnego						
	MJ/m^2				%		
	B	LE	H	P	LE/B	H/B	P/B
1	13,72	7,69	4,41	1,62	56	32	12
2	14,03	9,89	3,08	1,06	70	22	8
3	14,37	6,22	6,91	1,24	43	48	9
4	20,34	13,35	5,84	1,15	65	29	6
5	17,02	15,46	0,97	0,59	91	6	3

B - saldo promieniowania (net radiation),

LE - turbulencyjny strumień ciepła (turbulent flux of latent heat),

H - straty ciepła na parowanie (turbulent flux of sensible heat),

P - strumień ciepła w glebie (soil heat flux).

3.2. Struktura bilansu cieplnego

Mikroklimatyczna zmienność stosunków *LE/B*, *H/B* i *P/B* przedstawiona została na rycinie 2 i w tabeli 2, gdzie *LE/B*, *H/B* i *P/B* oznaczają procentowe straty ciepła na parowanie, wymianę turbulencyjną oraz strumień ciepła w glebie. Wartości *(LE, H, P)* odniesiono zatem do salda promieniowania *(B)*. W tabeli 2 podano ponadto średnie sumy dzienne (obejmujące

http://rcin.org.pl

okres od 7 do 21 czasu miejscowego) składników bilansu cieplnego (MJm^{-2}) dla całego okresu obserwacyjnego (12- 20 VIII 1989 r.). Wyniki te dotyczą więc pogody o zachmurzeniu zmiennym i o małej prędkości wiatru nie przekraczającej 3 ms^{-1}.

Z przytoczonych danych zauważyć można, że zmiana wartości *LE* zachodziła równolegle ze zmianą wilgotności gleby (tab.1,2). Względne straty ciepła na parowanie były w dolinie (punkt pomiarowy 5) większe niż na badanych zboczach (punkty pomiarowe 2,4) o 26%, a na spłaszczeniu wododziałowym (punkt pomiarowy 3) - aż o 47%. W dolinie wielkość *LE/B* stanowiła 91%, na dziale wodnym 43%. Straty ciepła na parowanie w środkowych częściach zboczy południowo- zachodnich i północno-wschodnich były dość zbliżone - 65% i 70% bilansu radiacyjnego. W dolnej części północno-wschodniego zbocza (punkt pomiarowy 1) stosunek *LE/B* wynosił 56%, co jest wartością o 14% mniejszą niż w środkowej części tegoż północno-wschodniego zbocza i o 9% niż na zboczu południowo-zachodnim.

Zmiany stosunku (*H/B*) kształtowały się w sposób odwrotnie zależny od wilgotności gleby, tzn. strumień ciepła jawnego zmieniał się odwrotnie proporcjonalnie do strat ciepła na parowanie (tab.1,2). W związku z mniejszym parowaniem na spłaszczeniu wododziałowym, udział turbulencyjnego strumienia ciepła osiągał tu maksymalne (w obrębie badanego profilu) wartości - 48% salda promieniowania. W dolnej zaś części północno-wschodniego zbocza stosunek *H/B* wynosił 32%, a na południowo-zachodnim zboczu 29%, a więc więcej niż w innych punktach pomiarowych (tab.2, ryc.2). Duży udział ciepła jawnego zaobserwowany w punkcie pomiarowym 3 związany był z wpływem czynnika dynamicznego, czyli energii kinetycznej wiatru, którego prędkość na tym stanowisku pomiarowym była wyższa o 0,7-1,1 ms^{-1} niż w innych formach terenu. Na południowo-zachodnim zboczu, gdzie do czynnika dynamicznego (prędkość wiatru była tu co prawda nieco niższa niż na dziale wodnym) dochodził jeszcze czynnik energetyczny (termiczny), obserwowano średnie dzienne sumy salda promieniowania o 3-6 MJm^{-2} większe niż w innych punktach pomiarowych. Przedstawione wyżej wyniki potwierdzają tezę Romanovej (1987) o zmienności wartości *LE/B* i *H/B* w zależności od wilgotności gleby[1]. Dla badanego regionu Mołdawii, leżącego w strefie mało narażonej na suszę glebową, wartości *LE/B* i *H/B* wyniosły odpowiednio 0,5 i 0,4, zaś zmienność tych wskaźników między sąsiednimi strefami wilgotności gleb wyniosła tylko 0,1.

Względne wartości strumienia ciepła w glebie (*P/B*) zmieniały się na badanym profilu nieznacznie (tab. 2). Strumień ciepła w glebie w środku północno-wschodniego zbocza, na dziale wodnym i w środku południowo-zachodniego zbocza stanowił odpowiednio 8%,9% i 6,0% salda promieniowania. Sumy dzienne tego strumienia wyniosły odpowiednio 1,0, 1,2, 1,1 MJm^{-2}. Najwyższe wartości strumienia ciepła *P* (1,6 MJm^{-2}) zaobserwowano w dolnej części północno-wschodniego zbocza, gdzie stanowiły one 12% *B*, zaś minimalne sumy dzienne

[1] Na obszarze całego b. Związku Radzieckiego wydzieliła ona 6 stref o różnej wilgotności gleby, dla których wyznaczyła względne (w odniesieniu do salda promieniowania) wartości *LE* i *H*.

http://rcin.org.pl

wystąpiły w dolinie (0,59 MJm^{-2}), czyli 3% salda promieniowania. Znaczne wartości strumienia ciepła w glebie, obserwowane w dolnej części zbocza północno-wschodniego w porównaniu z dnem doliny, związane są z większym przewodnictwem cieplnym podłoża występującym na tym zboczu (tab. 1). Współczynnik przewodnictwa cieplnego w dolnej części północno-wschodniego zbocza wynosił bowiem 0,256 $Wm^{-1}K^{-1}$, a w dolinie tylko 0,111 $Wm^{-1}K^{-1}$, tzn., że przewodnictwo cieplne w dolinie było 2-3 razy mniejsze niż na badanym zboczu. Według danych Adamenko (1979), przy zwiększeniu wilgotności gleby do krytycznego poziomu zawartości wody w glebie, zachodzi wzrost przewodnictwa cieplnego; powyżej tego poziomu, czyli przy dalszym wzroście wilgotności, przewodnictwo to już się nie zmienia. Wartość krytyczna wilgotności gleby, w której dokonywano pomiarów, przy określonym składzie i gęstości gleby w warstwie 0-20 cm wynosiła 20-25%. Z tej przyczyny mniejszym wartościom wilgotności gleby (22,7%) w dolnej części północno-wschodniego zbocza odpowiadało większe przewodnictwo cieplne (0,256 $Wm^{-1}K^{-1}$) i odpowiednio - większa wartość strumienia ciepła w glebie. I na odwrót: w bardziej wilgotnej dolinie (29,2%), przy mniejszej gęstości (0,96 10^3 kgm^{-3}) jej przewodnictwo cieplne było mniejsze (0,111 $Wm^{-1}K^{-1}$), w wyniku czego strumień ciepła w glebie osiągał tu mniejsze wartości.

3.3. Przebieg dzienny składników bilansu cieplnego

Analiza zebranych w toku tych badań danych wskazuje, że przy określonych warunkach meteorologicznych głównym czynnikiem warunkującym wielkość poszczególnych strumieni energii dochodzących do powierzchni zboczy jest ich ekspozycja i nachylenie. W godzinach porannych dodatnie wartości salda promieniowania pojawiały się w ciągu 20-30 minut po wschodzie Słońca. W tym czasie ujawniły się różnice w wartościach *B* na zboczach północnych i południowych, które utrzymywały się w ciągu całego dnia. Jednak największe różnice wartości *B* na zboczach o różnej ekspozycji obserwowano w godzinach południowych. Najwyższe wartości *B* (0,79 kWm^{-2}) wystąpiły w środkowej części południowo-zachodniego zbocza o godzinie 12^{00} czasu miejscowego. Jest to o 23% więcej niż w dolinie, gdzie saldo promieniowania wynosiło średnio 0,60 kWm^{-2}. W pozostałych punktach badanego terenu (1,2,3) zróżnicowanie *B* było nieznaczne, stanowiło bowiem od 2 do 6 kWm^{-2}. Jak pokazano na rycinie 3, saldo promieniowania na zboczach południowych było 1,5 raza większe niż na zboczach północnych, co ma związek z decydującą rolą ekspozycji zbocza. Przejście od dodatnich do ujemnych wartości *B* we wszystkich miejscach pomiaru wyprzedzało o 1 godzinę moment zachodu Słońca.

Jak wykazały badania, dobowy przebieg strumienia ciepła w glebie *(P)*, w różnych częściach zboczy ma przebieg nieliniowy; jest on zależny od stosunków radiacyjnych. Poranny moment zmiany znaku tego strumienia nastąpił w 20 minut po przejściu przez wartość zerową salda promieniowania na zboczu północno-wschodnim; moment ten obserwowano na dnie doliny w 10 minut później. Maksymalne wartości strumienia *P* wystąpiły w godzinach południowych

http://rcin.org.pl

(ryc.4), kiedy to w różnych częściach zboczy miały miejsce największe różnice w wartościach pozostałych strumieni ciepła. I tak, strumień ciepła w glebie w dolnej części północno-wschodniego zbocza był dwukrotnie większy niż w dolinie, gdzie wartość strumienia *P* była w obrębie badanego profilu najmniejsza, co wiąże się z różnicami w przewodnictwie cieplnym gleby (tab.1). Na pozostałych punktach obserwacyjnych najwyższe wartości strumienia ciepła w glebie różniły się od siebie o 10% i przewyższały wartość *P* w dolinie o 30-40%. Czas przejścia od dodatnich do ujemnych wartości strumienia *P* obserwowano około godziny 17^{00}, tzn. trzy godziny przed zachodem Słońca, co tłumaczy się zmniejszeniem przychodowej części bilansu radiacyjnego.

Dzienny przebieg strat ciepła na parowanie (ryc. 5) charakteryzował się wyższymi niż w innych punktach wartościami *LE* w środkowej części południowo-zachodniego zbocza i w dolinie. Najwyższe wartości strat ciepła na parowanie obserwowano na wszystkich punktach pomiarowych w godzinach okołopołudniowych; przypadały one w momencie intensywnej insolacji zboczy. Zauważono, że straty ciepła na parowanie w środkowej części południowo-zachodniego zbocza i w dolinie, dzięki większym o 1,5 raza wartościom salda promieniowania, w połączeniu - szczególnie w dolinie - ze zwiększoną wilgotnością gleby, okazały się dwukrotnie wyższe niż na zboczu północnym. Straty te w pozostałych punktach profilu były o 0,08-0,20 kWm^{-2} niższe niż w dolinie.

Dzienny przebieg wymiany turbulencyjnej na zboczach i w dolinie różnił się wyraźnie od siebie (ryc.6). W odróżnieniu od innych składników bilansu cieplnego, najwyższe wartości strumienia *H* zaobserwowano o godzinie 15^{00}, a krzywa dziennego przebiegu *H* jest asymetryczna w stosunku do tej godziny. W trakcie badań zauważono zależność strumienia *H* od dziennego przebiegu prędkości wiatru.

Intensywne promieniowanie słoneczne, niewielkie straty ciepła na parowanie związane z niższą, w porównaniu z doliną, wilgotnością górnej warstwy gleby, prowadziły do znacznego nagrzewania powierzchni gleby (której temperatura osiągała nawet 47-48°C) i do występowania znacznych pionowych gradientów temperatury w przyziemnej warstwie powietrza. Najwyższe w ciągu dnia prędkości wiatru, obserwowane na dziale wodnym, powodowały tam podwyższoną wymianę turbulencyjną. Wartość strumienia *H* na dziale wodnym osiągała o godzinie 15^{00} 0,27 kWm^{-2}, a więc o 1,7 razy więcej niż w dolinie, gdzie wymiana turbulencyjna wynosiła 0,16 kWm^{-2}. Strumień *H* w środkowej części południowo-zachodniego zbocza i w dolnej części zbocza północno-wschodniego był większy o 0,08-0,09 kWm^{-2} niż w dolinie.

4. Podsumowanie

Przeprowadzone badania ujawniły znaczną zmienność przestrzenną badanych wskaźników charakteryzujących dopływ i oddawanie ciepła przez powierzchnię czynną w warunkach rzeźby pagórkowatej. I tak, straty ciepła na parowanie zmieniały się na badanym

http://rcin.org.pl

profilu, stanowiąc 40-90% salda promieniownia. Tereny wilgotne charakteryzowały się większymi względnymi stratami ciepła na parowanie (*LE/B*) niż tereny mniej wilgotne. Na zboczach o ekspozycji północnej, bardziej wilgotnych niż południowe, straty te były o 5% większe. Maksymalna wartość stosunku *LE/B* wyniosła 91% w dolinie, minimalna zaś - 43% na spłaszczeniu wododziałowym. A więc topoklimatyczna zmienność względnych wartości strat ciepła na parowanie wynosi 0,5, co przewyższa wyznaczoną przez Romanovą zmienność między sąsiednimi strefami wilgotności gleb - pięciokrotnie.

Stosunek strumieni *H* do *B* zmieniał się w zależności od wilgotności gleby (odwrotnie proporcjonalnie do strat ciepła na parowanie). Zmiany te wzdłuż badanego profilu mieściły się w przedziale 6-48%. Najmniejszą wartość *H/B*, wynoszącą 6%, zaobserwowano w dolinie, najwiejszą zaś - 48% - na spłaszczeniu wododziałowym. W ten sposób topoklimatyczna zmienność tego wskaźnika wyniosła 0,4, a więc przewyższała wyżej wspomnianą zmienność - czterokrotnie. Na zboczach północnych wartość *H/B* była mniejsza o 7% niż na zboczach południowych.

Zmienność udziału strumienia ciepła w glebie w bilansie radiacyjnym wzdłuż badanego profilu wyniosła od 3 do 12%, co ma przyczyny w fizycznych właściwościach gleby, a przede wszystkim - w jej wilgotności i gęstości.

Badania i ocena bilansu cieplnego obszarów o zróżnicowanej rzeźbie terenu oraz ujawnienie specyfiki rozkładu przestrzennego składników bilansu radiacyjnego i cieplnego wyjaśniają mechanizm formowania topoklimatu oraz jego różnorodność. Wyniki badań stwarzają podstawę do melioracji klimatu poprzez oddziaływanie na zmienność składników bilansu radiacyjnego i cieplnego.

Znaczny wpływ na dynamikę wielu procesów i zjawisk wywiera energia słoneczna docierająca do powierzchni ziemi. Różnice wartości składników bilansu cieplnego i radiacyjnego określają zróżnicowanie topoklimatu. W związku z tym ilościowa ocena składników bilansu radiacyjnego i cieplnego, pozwala na ujawnienie mechanizmu formowania wartości elementów meteorologicznych w warunkach rzeźby pagórkowatej, a także kształtowania się krajobrazów rolniczych.

Wielu badaczy w b. Związku Radzieckim zajmowało się tymi zagadnieniami. Byli to: Budyko, Birjukova, Sakali, Sapožnikova. Ale badania tych autorów miały na celu poznanie struktury bilansu cieplnego w różnych regionach kuli ziemskiej, w tym w różnych fizycznogeograficznych regionach b.Związku Radzieckiego. Przedmiotem tych badań był także przebieg dobowy składników bilansu cieplnego przy różnych typach pogody. Stosunkowo niewiele jest prac dotyczących zmian dobowych składników bilansu cieplnego w różnych typach rzeźby. Lukę tę mogą wypełnić wyniki otrzymane w toku mołdawsko-polskich badań terenowych, a dotyczące czasowej zmienności składników bilansu cieplnego w warunkach rzeźby pagórkowatej.

http://rcin.org.pl

Uzyskany w czasie badań terenowych obraz dziennego przebiegu składników bilansu cieplnego różni się nieco od rezultatów innych badaczy. Tłumaczy się to regionalnymi osobliwościami terenu, na którym prowadzono obserwacje. Nachylenie zboczy było przyczyną różnic w czasie występowania maksymalnych wartości i w rozkładzie składników bilansu cieplnego w ciągu dnia. Otrzymane w toku badań wartości, a także ich mikroklimatyczna zmienność tak w czasie jak i w przestrzeni w warunkach pagórkowatej rzeźby, wykazały znaczne zróżnicowanie nawet na niewielkich powierzchniach.

Literatura

Adamenko V.N., 1979, *Meliorativnaja mikroklimatologija*, Leningrad.

Ajzenštat B.A.,1967, *Teplovoj balans i mikroklimat vlaznych gornych dolin*, Trudy SANIGMI, 35/50, Leningrad.

Archipova E.P., Glebova M., Golubova G.A., Romanova E.N., 1955, *Nekotorye dannye po teplovomu balansu na osušennom bolote i suchodole*, Trudy GGO, 49/111, Leningrad.

Atlas Moldavskoj SSR., 1978, Kišynev.

Birjukova L.A., 1955, *Zakonomernosti sutočnogo choda radiacionnogo i teplovogo balansov v različnych klimatičeskich oblastjach SSSR*, Leningrad.

Borzenkova I.I., 1967, *Nekotorye osobennosti teplovogo balansa v rajone južnogo sklona Zangezurskogo chrebta*, Trudy GGO, 193.

Budyko M.I., 1956, *Teplovoj balans zemnoj poverchnosti*, Leningrad.

Gavrilova M.K.,1968, *Teplovoj i vozdušnyj balans kapustnogo pola v Centralnoj Jakutii*, Trudy GGO, 233, Leningrad.

Int A.E., 1976, *K voprosu ob izmenčivosti sostavlajuščich teplovogo balansa na osušennych mineralnych počvach Estonskoj SSR*, Trudy GGO, 39, Leningrad.

Kostin S.I.,1970, *Radiacionnyj, teplovoj i vodnyj balans počvenno-rastitelnych provincij Centralno-černozemnoj polosy*, Trudy GGO, 263 Leningrad.

Koškodan M.F.,1971, *Opyt mikroklimatičeskoj charakteristiki prirodnych territorialnych kompleksov na primere Kodr (Moldavska SSR)*, Avtoreferat, Lvov.

Golcberg I.A., (red.) 1962, *Mikroklimat cholmistogo relefa i jego vlijanie na sel'skochozjajstvennye kultury*, Leningrad.

Golcberg I.A., (red.) 1967, *Mikroklimat SSSR*, Leningrad.

Ogneva G.A., 1968, *O sootnošenii sostavljajuščich teplovogo balansa na territorii Sovetskogo Sojuza*, Trudy GGO, 233, Leningrad.

Romanova Je.N.,Gobarova Je.O. 1987, *Ocenka vnutrizonalnoj izmenčivosti sostavljajuščich teplovogo balansa dla celej geoekologičeskogo monitoringa*, Trudy GGO, 515, Leningrad.

Rukovodstvo gidrometeostancijam po aktinometriceskim nabljudenijam, 1971, Leningrad.

http://rcin.org.pl

Rukovodstvo po teplobalansovym nabljudenijam, 1977, Leningrad.

Sakali L.I. 1970, *Teplovoj balans Ukrainy i Moldavii*, Leningrad.

Sapožnikova S.A., 1950, *Mikroklimat i mestnyj klimat*, Leningrad.

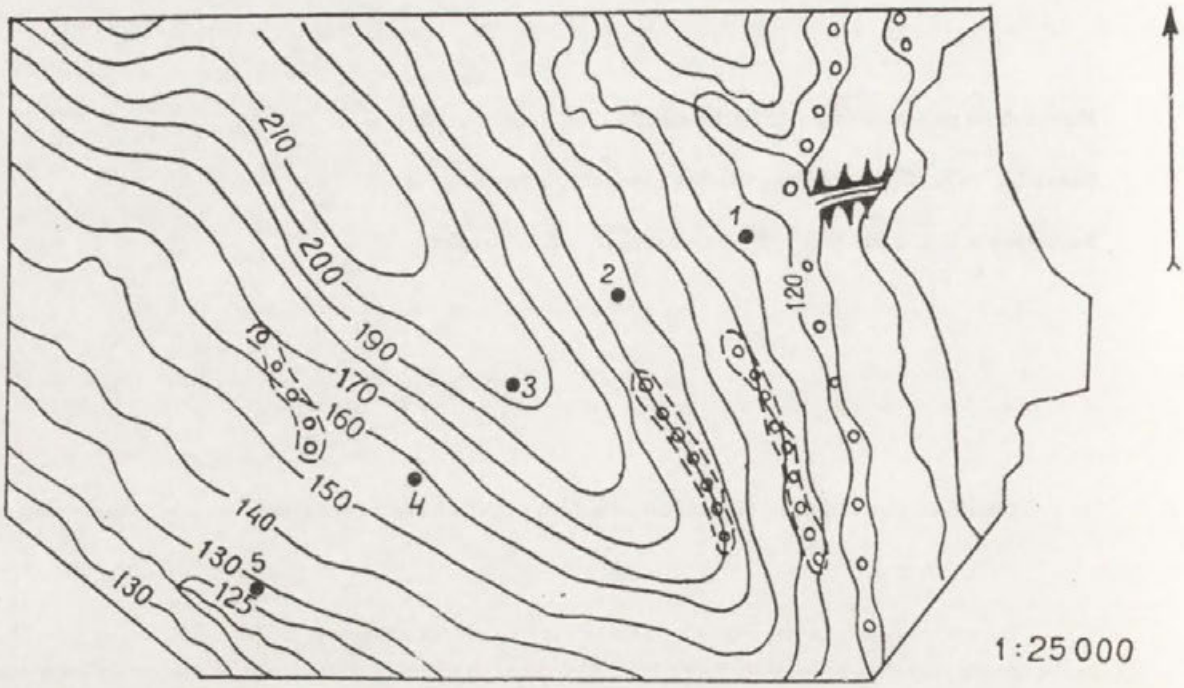
Spatial and temporal variations of the components of a heat balance in a hilly area

(summary)

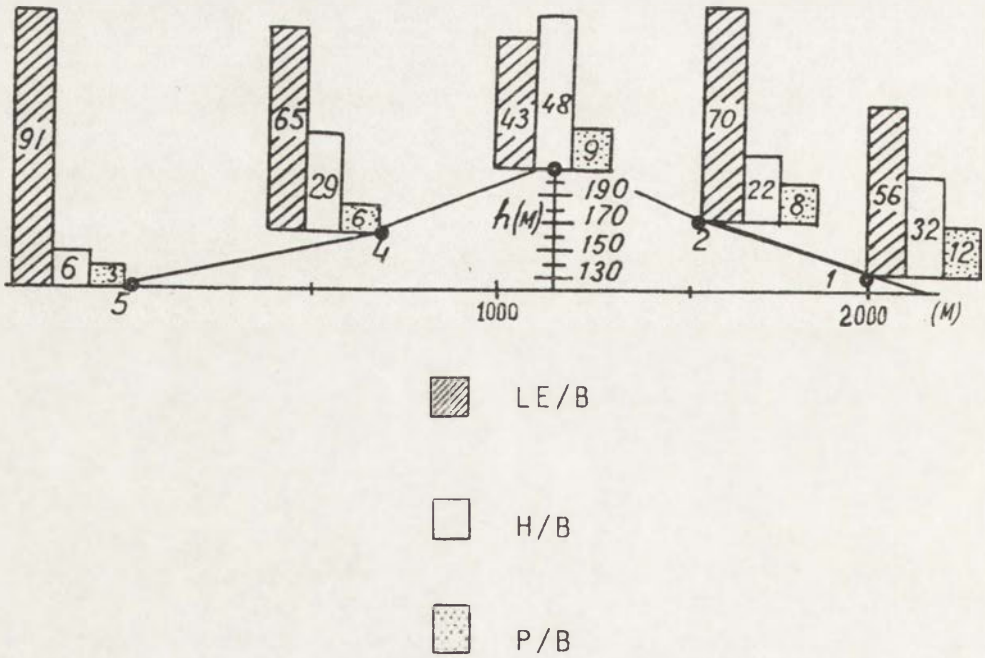
The authors describe the methods used during the field investigations carried out in the up-land area situated in the central part of Moldova, in summer 1989. The aim of these investigations was to analyze the daily course of the components of heat balance on the interface earth-atmosphere. Vertical fluxes of energy: net radiation *(B)*, soil heat flux *(P)* and turbulent fluxes of sensible *(H)* and latent heat *(LE)* were measured simultaneously at five points with various exposure and inclination (Fig. 1).

Results obtained are presented on table 1 and graphs (Figs 2-6) as average values from the period of investigations (nine days). The results point out that the components of heat balance have been spatialy and temporaly changed under the influence of various exposure and inclination even on the small investigated area.

http://rcin.org.pl

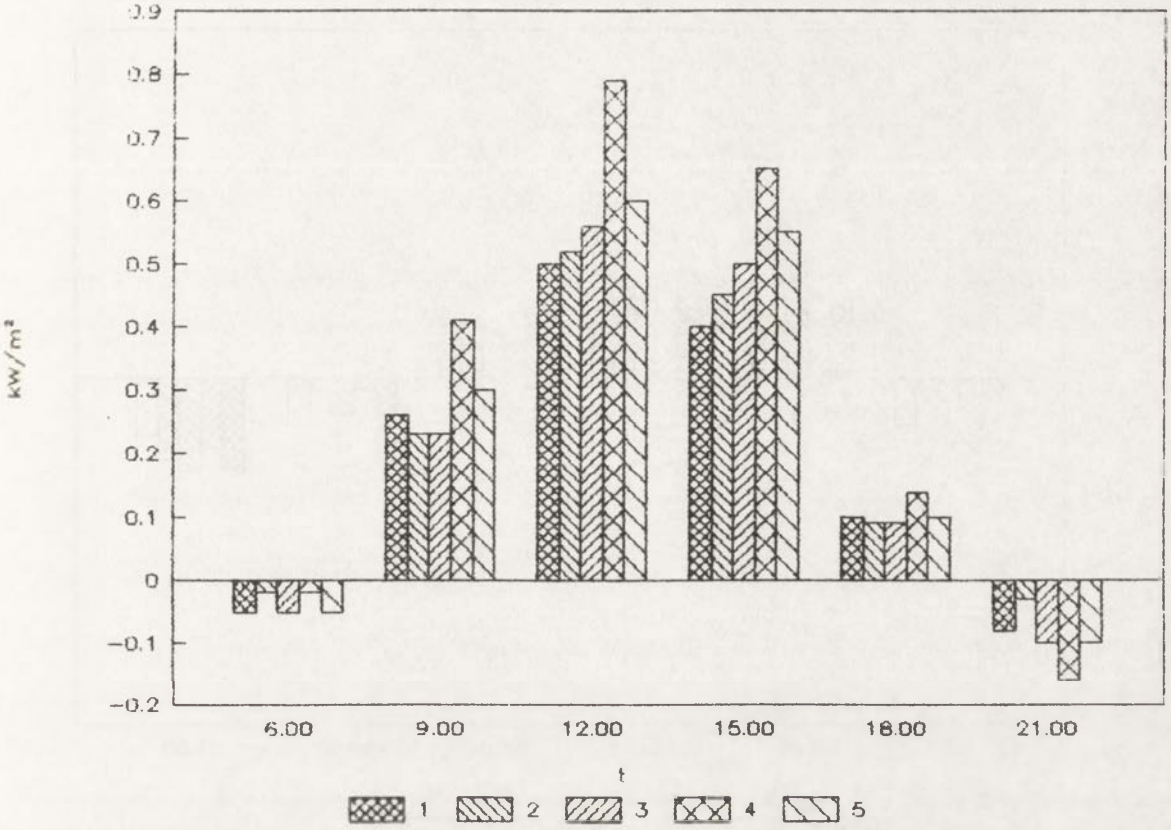


Ryc. 1. Rozmieszczenie stanowisk pomiarowych na zboczach, Gyzden
Situation of measurement points on the area investigated, Gyzhden



Ryc. 2. Struktura bilansu cieplnego. Stosunek poszczególnych składników do salda promieniowania. Wartości średnie z okresu badań 12-20 sierpnia 1989, Gyzden
The structure of the heat balance as ratios of its different components to the net radiation. Mean values, 12-20 August 1989, Gyzhden

http://rcin.org.pl



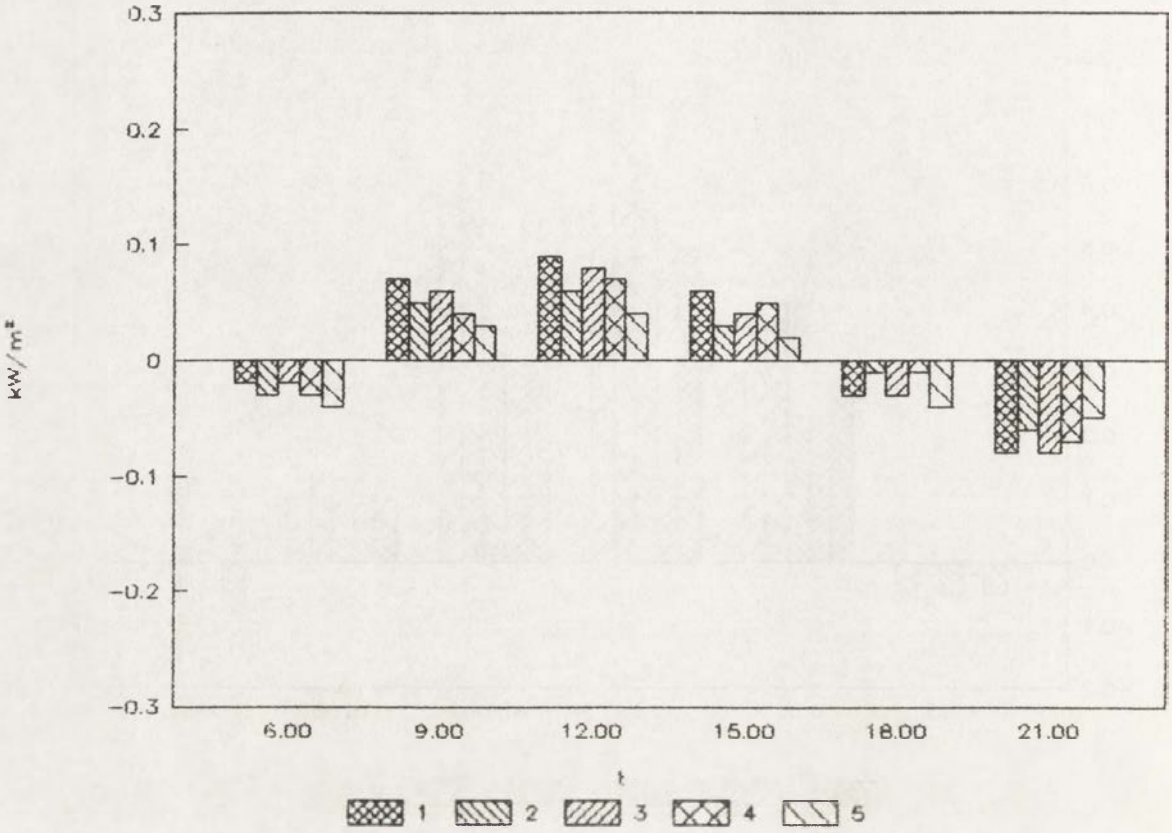
Ryc. 3. Zmienność salda promieniowania *(B)* w poszczególnych punktach badanego profilu. Wartości średnie z okresu badań, 12-20 sierpnia 1989, Gyzden

1. punkt pomiarowy nr 1 (podnóże zbocza NE),
2. punkt pomiarowy nr 2 (środkowa część zbocza NE),
3. punkt pomiarowy nr 3 (spłaszczenie wododziałowe),
4. punkt pomiarowy nr 4 (zbocze SW),
5. punkt pomiarowy nr 5 (dolina cieku wodnego).

Mean daily variation of net radiation *(B)* at five points in the investigation period 12-20 August 1989, Gyzhden

1. lower part of NE slope,
2. middle part of NE slope,
3. flat upland,
4. SW slope,
5. the valley's bottom.

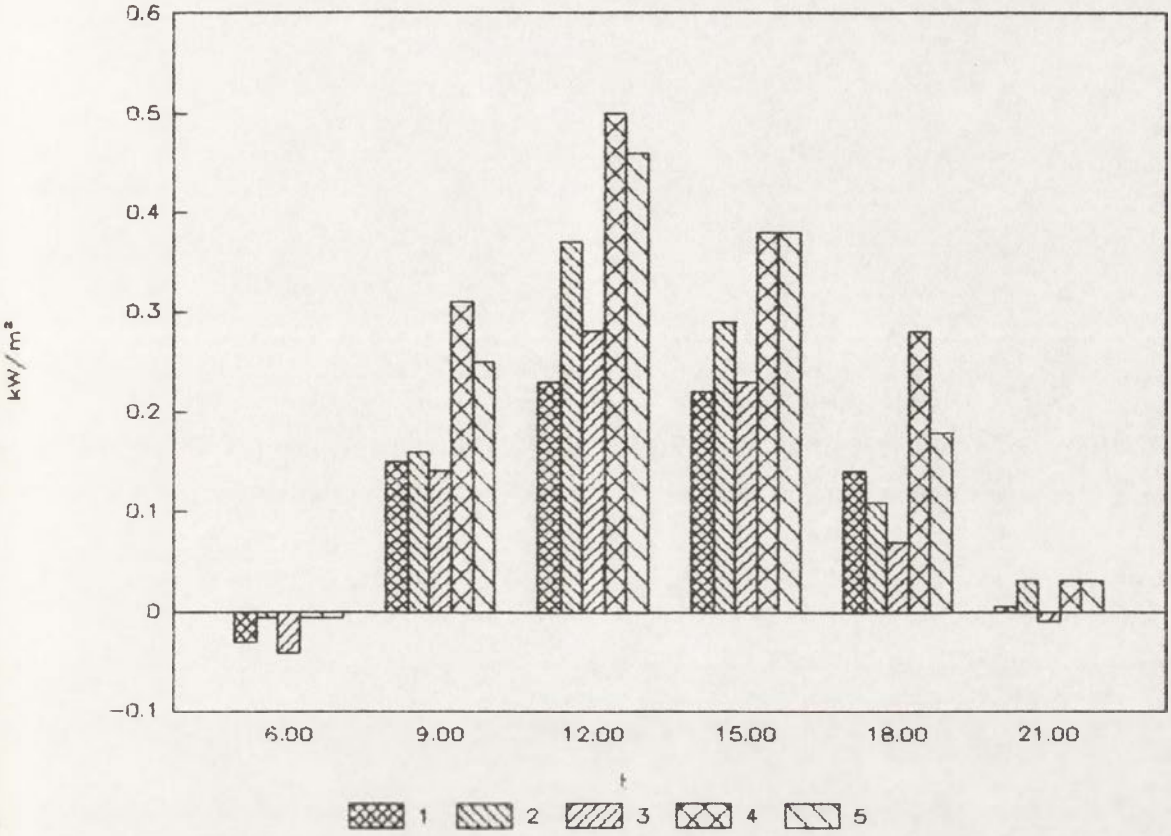
http://rcin.org.pl



Ryc. 4. Zmienność strumienia ciepła w glebie *(P)* w poszczególnych punktach badanego profilu. Wartości średnie z okresu badań, 12-20 sierpnia 1989, Gyzden; objaśnienia wg ryc.3.

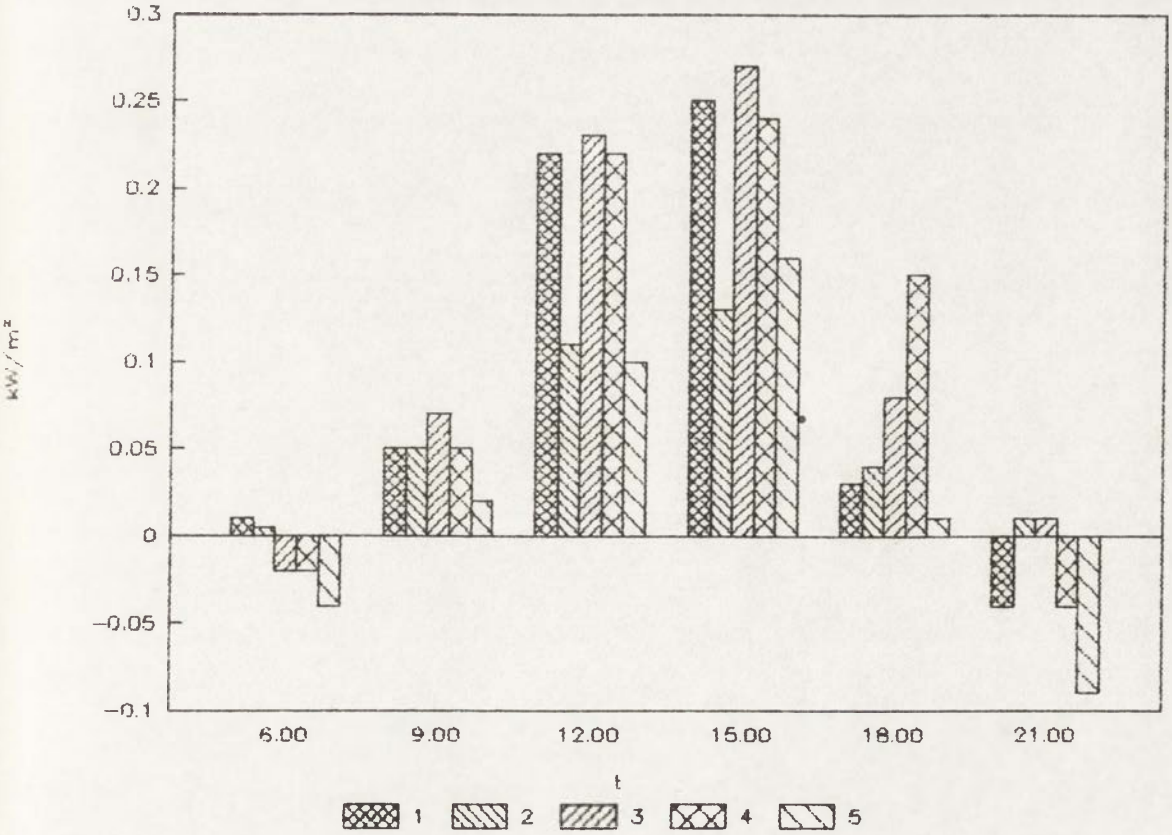
Mean daily variation of the soil heat flux *(P)* at five points in the investigation period, 12-20 August 1989, Gyzhden; explanations as on Fig. 3.

http://rcin.org.pl



Ryc. 5. Zmienność strat ciepła na parowanie *(LE)* w poszczególnych punktach badanego profilu. Wartości średnie z okresu badań, 12-20 sierpnia 1989, Gyzden; objaśnienia wg ryc.3.

Mean daily variation of the turbulent flux of latent heat *(LE)* at five points in the investigation period 12-20 August 1989, Gyzhden; explanations as on Fig. 3.



Ryc. 6. Zmienność turbulencyjnego strumień ciepła jawnego *(H)* w poszczególnych punktach badanego profilu. Wartości średnie z okresu badań, 12-20 sierpnia 1989, Gyzden; objaśnienia wg ryc.3.

Mean daily variation of the turbulent flux of sensible heat *(H)* at five points in the investigation period, 12-20 August 1989, Gyzhden; explanation as on Fig. 3.

http://rcin.org.pl

http://rcin.org.pl

J. Skoczek

Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN, Warszawa

STRUKTURA BILANSU CIEPLNEGO POWIERZCHNI POLA CZARNOZIEMU (na przykładzie badań ekspedycyjnych w Mołdawii)

1. Wprowadzenie

Opracowanie niniejsze stanowi uzupełnienie artykułu pt.: *Przestrzenna i czasowa zmienność składników bilansu cieplnego w terenie o pagórkowatej rzeźbie* (Konstantinova, Boloban, Paszyński, Krawczyk 1994), znajdującego się w niniejszym zbiorze publikacji.

W cytowanej wyżej pracy autorzy rozpatrują zróżnicowanie przestrzenne bilansu cieplnego uzależnione od rzeźby terenu; zróżnicowanie to przedstawiają na przykładzie średnich dziennych sum poszczególnych składników tego bilansu, obliczonych dla 5 stanowisk badawczych. Opracowanie niniejsze zaś ma na celu przedstawienie zmienności czasowej (z godziny na godzinę) struktury bilansu cieplnego, oparte na danych pochodzących tylko z jednego punktu pomiarowego.

Stanowisko to było wyposażone w aparaturę przywiezioną z Polski; znajdowało się ono w odległości około 5 metrów od analogicznego mołdawskiego punktu pomiarowego, tzn. u podstawy wyniesienia rozciągającego się z północo-zachodu na południo-wschód, po jego stronie północno-wschodniej.

Przedstawienie ogólnego celu wspólnych polsko-mołdawskich badań, a także szczegółowy opis regionu i miejsca badań, pogody panującej podczas ekspedycji i okresu jej trwania - zawiera praca Konstantinovej i innych (1994); z tego względu nie ma obecnie potrzeby ponownego zamieszczania tego typu informacji.

2. Aparatura pomiarowa użyta podczas badań i sposoby wyznaczenia poszczególnych strumieni energii na powierzchni czynnej

Do pomiaru salda promieniowania *B* (w pełnym zakresie widma) zastosowano bilansomierz Janiszewskiego typu M-10.

Krótkofalowe promieniowanie *Kg* dochodzące z góry do powierzchni czynnej (promieniowanie słoneczne całkowite) oraz promieniowanie słoneczne odbite od tej powierzchni *Kd* mierzono pyranometrami holenderskimi firmy Kipp und Zonnen (typ CM-2); na maszcie gradientowym z aparaturą były one zainstalowane poziomo.

http://rcin.org.pl

Pomiaru napięcia generowanego przez wymienione wyżej przyrządy dokonywano na galwanometrze typu GSA-1MA.

Aparatura do pomiaru promieniowania miała współczynniki przejścia wyznaczone przez IMGW w Warszawie przed samymi badaniami.

Do określenia wartości strumienia ciepła w glebie *P* użyto 4 strumieniomierze firmy SOJO (typ MGA-3A), które włożono do gleby na głębokość 1 cm. Na mierniku typu HFM-1A (firmy SOJO) odczytywano bezpośrednio gęstość strumienia energii w glebie w jednostkach energetycznych (Wm^{-2}), z dokładnością do 0,1 Wm^{-2}.

Do wyznaczenia turbulencyjnych strumieni ciepła *H* i wilgoci *lE* zastosowano metodę stosunku Bowena, której użycie wymaga znajomości temperatury powietrza i ciśnienia pary wodnej, mierzonych co najmniej na dwóch wysokościach w przygruntowej warstwie atmosfery.

Temperaturę powietrza mierzono oporowymi termometrami miedzianymi o stałej czasowej równej 8 sekund, rezystancji wewnętrznej 220 omów (przy temperaturze $0^{o}C$) i dokładności pomiaru 0,05 deg. Termometry te, wmontowane w korpusy psychrometrów Assmanna (z elektrycznie napędzanymi aspiratorami), były przyłączone do ciekłokrystalicznych cyfrowych mierników temperatury firmy ASEL; na ekranach mierników odczytywano bezpośrednio temperaturę powietrza w stopniach Celsjusza, również z dokładnością do 0,05 deg.

Wilgotność względną powietrza, jak i ciśnienie pary wodnej zawartej w powietrzu, wyznaczano z różnicy temperatury wskazywanej przez termometry suchy i zwilżony, z wykorzystaniem tablic psychrometrycznych Assmanna.

Do pomiaru prędkości wiatru użyto fotoelektryczne anemometry firmy Casella, które pozwalają mierzyć prędkość wiatru już od 0,1 ms^{-1} z dokładnością wynoszącą 0,05 ms^{-1}. Liczba obrotów czasz anemometrów w dowolnej jednostce czasu była rejestrowana automatycznie przez liczniki impulsów. Po pomnożeniu liczby obrotów przez odpowiednie - wyznaczone fabrycznie - współczynniki przejścia otrzymywano średnią (dla danej jednostki czasu) prędkość wiatru w metrach na sekundę.

Wszystkie przyrządy pomiarowe były umieszczone na jednym wspólnym maszcie gradientowym: psychrometry (zawieszone poziomo) i anemometry na wysokości 25, 50, 100 i 200 cm, a pyrradiometry na wysokości 150 cm nad gruntem.

Odczyty wskazań wymienionych wyżej przyrządów odbywały się zdalnie na stanowisku pomiarowym znajdującym się w odległości 30 metrów od masztu meteorologicznego, który był usytuowany w kierunku na północ od mołdawskiego masztu z aparaturą pomiarową. Wprowadzenie zdalnego sposobu przekazywania danych z czujników (umieszczonych na maszcie i ze strumieniomierzy) do stanowiska pomiarowego eliminowało - zakłócającą naturalne warunki środowiska - obecność obserwatorów przy aparaturze, w chwili przeprowadzania pomiarów.

http://rcin.org.pl

Wszystkie pomiary wykonywano w postaci serii cogodzinnych, z których każda trwała 20 minut. Uzyskane wartości mierzonych wielkości *(dT, de, du, B, Kg, Kd, P)* uśredniano dla tych dwudziestominutowych serii, których środkiem była zawsze pełna godzina czasu miejscowego.

Saldo promieniowania *B*, strumień promieniowania całkowitego *Kg* i promieniowania odbitego *Kd* zostały zmierzone bezpośrednio, natomiast strumień promieniowania słonecznego pochłoniętego *K* (saldo promieniowania krótkofalowego) obliczono z różnicy:

$$K = Kg - Kd \tag{1}$$

Również z różnicy między saldem promieniowania w pełnym zakresie widma *B* a promieniowaniem pochłoniętym *K* wyliczono saldo promieniowania długofalowego *L*:

$$L = B - K \tag{2}$$

Strumień ciepła przewodzonego molekularnie w glebie *P* został - jak już powiedziano - zmierzony 4 strumieniomierzami. Ich poszczególne wartości uśredniano dla każdej serii pomiarowej.

Turbulencyjny strumień ciepła jawnego *H* i utajonego *lE* obliczono wykorzystując równania:

$$H = \frac{-(B + P)}{1 + \frac{1}{\gamma} \cdot \frac{e_2 - e_1}{T_2 - T_1}} \tag{3}$$

$$lE = \frac{-(B + P)}{1 + \gamma \cdot \frac{T_2 - T_1}{e_2 - e_1}} \tag{4}$$

gdzie:

g - współczynnik proporcjonalności = *(cp/l) (p/0,623)*;

$g\,(T_2-T_1)/(e_2-e_1) = H/lE = \beta$ = stosunek Bowena,

cp - ciepło właściwe powietrza przy stałym ciśnieniu ($Jkg^{-1}K^{-1}$),

l - ciepło utajone parowania (Jkg^{-1}),

p - ciśnienie atmosferyczne (hPa),

T_1, T_2 - temperatura powietrza na dolnym (25 cm) i górnym (200 cm) poziomie pomiaru (^oC),

e_1, e_2 - ciśnienie pary wodnej zawartej w powietrzu na dolnym (25 cm) i górnym (200 cm) poziomie pomiaru (hPa),

0,623 - współczynnik bezwymiarowy określający stosunek ciężarów molowych wody i powietrza.

W badaniach udział wzięli: bezpośrednio, podczas terenowych prac pomiarowo-obserwacyjnych - prof. dr Janusz Paszyński (kierownik całego polsko-mołdawskiego zespołu), dr Barbara Krawczyk, mgr inż. Janusz Bublewski i niżej podpisany. We wstępnym opracowaniu

http://rcin.org.pl

materiałów i wyznaczeniu wartości liczbowych składników bilansu cieplnego - mgr Krystyna Miara (prowadząca merytoryczny nadzór obliczeń), mgr Jacek Piwowarczyk (obsługa komputera), Grażyna Lebiecka oraz niżej podpisany.

3. Omówienie wyników

3.1. Bilans promieniowania

Przedstawione na rycinach 1-7 krzywe obrazujące bieg dzienny poszczególnych strumieni promieniowania *(Kg, Kd, K, L, B)*, charakteryzujące się okresowymi, nieregularnymi przyrostami i spadkami gęstości energii promieniowania, wykazują ścisły związek z ogólnym zachmurzeniem nieba.

W dniach pochmurnych znaczny spadek wartości *Kg, Kd* i *K* w godzinach południowych spowodowany był przypadającym na tę porę doby największym pokryciem nieba przez chmury, głównie przez chmury piętra wysokiego *(Ci, Cc, Cs)*. Ich gęstość optyczna była różna i szybko zmieniająca się; stąd biorą się takie pozornie paradoksalne sytuacje, gdy w pewnych porach dnia, przy wzrastającym ogólnym zachmurzeniu nieba, równocześnie wzrastały wartości salda promieniowania (ryc. 8, 14).

Natomiast w dniach o małym zachmurzeniu (13 i 14 VIII, ryc. 2, 3 i 9, 10) lub w dniu prawie bezchmurnym (19 VIII, ryc. 6 i 13) absolutne wartości wszystkich tych strumieni systematycznie rosły od godzin rannych do momentu górowania Słońca, a następnie powoli spadały ku wieczorowi.

Najwyższe, zmierzone w poszczególnych terminach obserwacyjnych, chwilowe wartości strumieni *Kg* (755 Wm^{-2}, 15 VIII) oraz *K* (683 Wm^{-2}, 15 VIII) miały miejsce między godzinami 12^{40} a 14^{40}.

W dniach o zachmurzeniu umiarkowanym, lecz okresowo zmiennym, maksymalne wartości tych strumieni przypadały na różne godziny dnia (ryc. 1, 4, 5).

Średnie przedpołudniowe sumy strumieni *Kg* i *K* (liczone od wschodu Słońca do momentu jego górowania) były większe o około 17% w stosunku do analogicznych wartości popołudniowych (w okresie od górowania Słońca do jego zachodu za horyzont), co było efektem nie tylko mniejszego zachmurzenia nieba ale i - być może - większej przezroczystości atmosfery w pierwszej połowie dnia. W warunkach suchej pogody panującej podczas lata w Mołdawii, wzrastająca w ciągu dnia prędkość wiatru powodowała unoszenie cząstek pyłu z zaoranych pól w górę do atmosfery, zwiększając jej zmętnienie.

W ogólnym obrazie bilansu promieniowania zwracają uwagę stosunkowo wysokie wartości promieniowania pochłoniętego *K*, niewiele mniejsze niż wartości promieniowania całkowitego *Kg*. Promieniowanie pochłonięte *K* stanowiło średnio w ciągu całego dnia około 88% wartości strumienia *Kg*. Taka struktura bilansu promieniowania stwarzała możliwość - pośród innych - przenikania w głąb gleby znacznych ilości energii.

http://rcin.org.pl

Właściwości fizyczne gleby w miejscu pomiarów, a szczególnie ciemna barwa czarnoziemu, powodowały stosunkowo niewielkie odbicie od powierzchni czynnej promieniowania krótkofalowego (małe wartości *Kd*). Przy największym dziennym dopływie do powierzchni gleby promieniowania całkowitego *Kg*, co zwykle miało miejsce między godzinami 11^{40} a 15^{40}, strumień *Kd* stanowił średnio w tym czasie około 60-67 Wm^{-2}, dając wartość albeda wynoszącą około λ= 0,09, a więc mniejszą o około 3% od wartości średniej dziennej.

Dla struktury bilansu promieniowania na powierzchni czynnej badanego czarnoziemu charakterystyczne były - nieco większe niż w południe, ale też małe - wartości albeda odnotowane w godzinach rannych (λ= 0,16) i wieczornych (λ= 0,12).

Wartości najwyższe salda promieniowania, promieniowania całkowitego i pochłoniętego notowano zasadniczo jednocześnie, chociaż zdarzały się sytuacje inne, jak w dniu 12 VIII, kiedy to najwyższa wartość strumienia *Kg* wystąpiła około godziny 12^{40}, zaś najwyższa wartość salda promieniowania *B* została odnotowana o 3 godziny później (ryc. 1).

Tak więc najwyższe dzienne wartości salda promieniowania *B* notowano w poszczególnych dniach już od godziny 11^{40} aż do wczesnego popołudnia, bo do godziny około 16^{00}. Wynosiły one 209 Wm^{-2} (19 VIII) w dniu bezchmurnym i 331 Wm^{-2} (14 VIII) w warunkach zachmurzenia ocenianego na 30-40% i przy obecności chmur *Cs* i *Ac*.

Z niewielkim opóźnieniem w stosunku do ekstremum dziennego strumieni wymienionych wyżej występowało maksimum dzienne salda promieniowania długofalowego *L* (promieniowania efektywnego). Odzwierciedlało ono powolne zmiany temperatury gleby i przylegającej do niej warstwy powietrza wskutek czego długofalowe wypromieniowywanie energii z powierzchni czynnej i promieniowanie zwrotne atmosfery *(Ld)*, kształtujące wartości promieniowania efektywnego, osiągało swoje maksimum dopiero w godzinach popołudniowych.

Saldo promieniowania w pełnym zakresie widma *(B)* zmieniało rano znak z dodatniego na ujemny średnio około godziny 7^{40}. W porze wieczornej ponowna zmiana ujemnego salda promieniowania na wartości dodatnie następowała około godziny 20^{00}. Średnia długość okresu z ujemnymi wartościami strumienia *B* wynosiła więc około $12^{h}20^{m}$.

Poranna zmiana znaku salda promieniowania następowala już przy wartościach promieniowania całkowitego *Kg* = 35 Wm^{-2} (14 VIII), ale także dopiero przy *Kg* = 103 Wm^{-2} (15 VIII). Analogiczna zmiana wieczorna miała miejsce, gdy strumień promieniowania całkowitego wynosił od 100 do około 70 Wm^{-2}.

Różne stosunki omawianych strumieni *B*, *Kg* i *L* względem siebie w momentach zmiany znaku salda promieniowania mają ścisły związek z wielkością zachmurzenia nieba. Łatwo to prześledzić na przykładzie dni 14 i 15 VIII (tab. 1).

Gdy w godzinach rannych 14 VIII występowało duże zachmurzenie nieba, wówczas saldo promieniowania *B* zmieniało znak przy stosunkowo małych wartościach strumienia *Kg* i względnie małych wartościach strumienia *L*. Odwrotna sytuacja miała miejsce przy braku pokrycia nieba przez chmury (15 VIII); zmianie znaku salda promieniowania towarzyszyła względnie duża wartość

http://rcin.org.pl

strumieni *Kg* i *L*. Co jest jednak szczególnie interesujące to fakt, że moment porannej zmiany znaku salda promieniowania nie zależał od wielkości zachmurzenia nieba lecz od wysokości Słońca nad horyzontem.

Tabela 1. Promieniowanie słoneczne całkowite *Kg*, promieniowanie efektywne *L* oraz zachmurzenie nieba *N* w momencie porannej zmiany znaku salda promieniowania *B*

Global solar radiation *Kg*, long-wave net radiation *L* and amount of cloudiness *N* in a while of direction change of the all-wave net radiation *B*

Data	a	b	c	d
14 VIII	7:45	35	-30	80-90
15 VIII	7:50	103	-85	0-10

a - termin zmiany znaku strumienia *B* (godz.),
b - gęstość strumienia *Kg* w momencie zmiany znaku *B* (Wm^{-2}),
c - gęstość strumienia *L* w momencie zmiany znaku *B* (Wm^{-2}),
d - wielkość zachmurzenia nieba *N* (%) w momencie zmiany znaku salda promieniowania *B* (%).

a - moment of the direction change of the all-wave net radiation *B* (hh:mm),
b - global solar radiation density *Kg* in a while of the direction change of the all-wave net radiation *B* (Wm^{-2}),
c - long-wave net radiation density *L* in a while of the all-wave net radiation *B* (Wm^{-2}),
d - amount of cloudiness *N* (%) in a while of the direction change of the all-wave net radiation *B* (%).

Na podstawie pierwszego pomiaru porannego (6^{40}) i ostatniego wieczornego (21^{40}), a także sporadycznych pomiarów strumienia *L* wykonanych w czasie badań o godzinie 00^{40}, można stwierdzić, że nocne wartości wypromieniowania efektywnego *(L)*, równoznaczne z wartościami salda promieniowania w pełnym zakresie widma *(B)*, zawierały się w przedziale od -45 do -55 Wm^{-2}.

Jak wskazują na to wyniki pomiarów nocne straty energii powstałe wskutek wypromieniowywania ciepła z podłoża były kompensowane prawie w całości przez strumień ciepła płynący z głębszych warstw gleby ku powierzchni. Tylko w zupełnie nieznacznym stopniu straty te były także wyrównywane ciepłem pochodzącym z kondensacji pary wodnej. Świadczą o tym wartości pionowych gradientów ciśnienia pary wodnej i temperatury powietrza; te ostatnie, w omawianym okresie doby, były równe zeru.

http://rcin.org.pl

3.2. Strumień ciepła w glebie

Na temat wymiany ciepła w przypowierzchniowej warstwie gleby, mającej miejsce podczas badań przeprowadzonych w Mołdawii, wykonano oddzielne opracowanie; znajduje się ono w niniejszym zbiorze prac (Skoczek 1994). Z tego względu w tym miejscu zostaną przytoczone tylko najważniejsze cechy dotyczące tej postaci wymiany energii.

Jak to stwierdzono wcześniej, ciemna barwa gleby powodowała małe wartości krótkofalowego promieniowania odbitego *Kd*, co warunkowało powstawanie stosunkowo znacznych wartości promieniowania pochłoniętego *K*. Oznaczało to, że do dyspozycji podłoża atmosfery, w tym przypadku - czarnego ugoru - pozostawała względnie duża ilość energii mogącej - między innymi - przeniknąć w głębsze warstwy gleby drogą przewodzenia molekularnego.

Pomiary gęstości strumienia *P* dokonane w czasie badań terenowych istotnie wykazały, że wartość tego składnika bilansu cieplnego była duża, mimo że praktycznie bezdeszczowa pogoda, powodująca małą wilgotność gleby, nie sprzyjała przenikaniu energii w warstwy niżej zalegające. Jak bowiem wiadomo, zwiększanie się wilgoci glebowej powoduje zwiększanie się jej objętościowej pojemności cieplnej, a także zwiększanie się jej przewodnictwa cieplnego i temperaturowego (to jest stosunku przewodnictwa cieplnego do pojemności cieplnej), a więc czynników decydujących o intensywności procesu przewodzenia energii w glebie.

Mimo to chwilowe wartości strumienia ciepła w glebie w okresie całej doby, a także dzienne sumy energii były pozycją znaczącą w bilansie cieplnym pola czarnoziemu.

W wartościach średnich strumień ciepła w glebie stanowił około 50% salda promieniowania i w całym okresie badań ujemny strumień *P* przewyższał w wartościach bezwzględnych ujemne wartości strumieni *H* i *lE*, zajmując - pod względem strat energii - pierwsze miejsce w równaniu bilansu cieplnego.

Maksimum dzienne strumienia *P* występowało średnio około godziny 13^{00}, w momencie największego pionowego gradientu temperatury gleby w jej warstwie przypowierzchniowej i stanowiło ono średnio około 225 Wm^{-2}.

Warto tutaj wspomnieć, że równie duże wartości strumienia ciepła w glebie, jakie zanotowano podczas badań w Mołdawii, były kiedyś (12-22 VIII 1972) zmierzone w Felinie koło Lublina na stacji doświadczalnej Akademii Rolniczej w Lublinie przez zespół klimatologów z IGiPZ PAN (Paszyński i inni 1977). Strumień ciepła był wyznaczony strumieniomierzem Funka umieszczonym bezpośrednio pod powierzchnią gleby pokrytej nisko skoszoną koniczyną. Zmierzone wówczas wartości strumienia *P* były we wszystkich niemal dniach wyższe aniżeli odpowiednie wartości strumieni turbulencyjnych *H* i *lE*, a czasami nawet - aniżeli ich sumy.

W świetle dotychczasowej wiedzy o roli wymiany ciepła w glebie odgrywanej w strukturze bilansu cieplnego należy stwierdzić, że uzyskane w Gyzden w Mołdawii (tak, jak w Felinie) wartości strumienia *P* były bardzo duże. Trzeba tu jednak zaznaczyć, że stosowanie

http://rcin.org.pl

strumieniomierzy daje - jak na to wskazują prace Gerhardta (1957), Portmana (1957) , Fana (1965), Lechtveera (1974), Skoczka (1994) i wielu innych - wartości strumienia ciepła większe (od dwóch do kilku razy) niż wartości otrzymane - na przykład - metodą pojemnościową.

Jak stwierdzono w Gyzden, strumień *P* zmieniał rano kierunek średnio około godziny 8^{05}, a po południu - średnio około godziny 19^{50}. Tym samym średnia długość okresu, w którym gleba pobierała ciepło płynące z powierzchni w głąb, trwała około $11^{h}45^{m}$ i w tym to przedziale doby gleba otrzymywała średnio 5,4 MJm^{-2}; stanowiło to średnio około 28% promieniowania pochłoniętego *K*.

W stosunku do analogicznych terminów zmiany znaków salda promieniowania ta poranna zmiana kierunku strumienia *P* następowała później o około 20 minut, a po południu wcześniej o około 15 minut.

Zdarzyły się jednak sytuacje, gdy przedstawiona wyżej kolejność zmiany kierunków strumieni *B* i *P* ulegała odwróceniu, jak to miało miejsce rano w dniu 15 VIII i po południu w dniu 19 VIII, co - jak wykazały pomiary - w obu przypadkach wiązało się w pewnym stopniu z małym zachmurzeniem nieba.

W większości zanotowanych przypadków bieg dzienny strumienia *P* był dość dobrze skorelowany z biegiem dziennym salda promieniowania *B*. Jednak w dniu 14 VIII (ryc. 10) stwierdzono interesujący przypadek, gdy między godzinami 11^{40} a 14^{40} saldo promieniowania ulegało znacznym wahaniom, zaś wartości strumienia ciepła w glebie praktycznie pozostawały niezmienne. Na podstawie porównania treści rycin 3 i 10 można skonstatować, że przebieg strumienia *P* w przedstawionym wyżej okresie godzin południowych bardziej był związany z biegiem strumieni *Kg* i *K* niż z wartościami salda promieniowania.

3.3. Turbulencyjna wymiana ciepła i wilgoci

Obliczone metodą stosunku Bowena wartości *H* i *lE* nie dotyczą, niestety, całego przedziału doby, w którym prowadzono pomiary (6^{40}-21^{40}). Wartości tych strumieni zostały wyznaczone dla okresu krótszego niż doba, bo dla okresu zawartego między godzinami 10^{00} a 20^{00}. Wynika to z tego względu, że stosowalność metody stosunku Bowena jest ograniczona pewnymi warunkami; dotyczą one zarówno salda promieniowania i strumienia ciepła w glebie, jak i wartości pionowych gradientów $\delta T/\delta z$ i $\delta e/\delta z$ i ich kierunków.

Na przykład Kasjan i Sokolova (1982) stwierdzają, że metoda stosunku Bowena daje dobre wyniki tylko gdy: $(B\text{-}P) \geq 140$ Wm^{-2}, $\Delta T \geq 0{,}1$ deg, $\Delta e \geq 0{,}1$ hPa. Sanojan i Ogneva (1967) podają natomiast, że przy zachowanych warunkach gdy: $(B\text{-}P) > 70$ Wm^{-2}, $\Delta T < 1{,}0$ deg, Δe 0,5 hPa dokładność wyznaczenia strumieni *H* i *lE* wynosi 10%. Ponadto metoda ta jest zawodna, gdy wartości bezwzględne strumieni *H* i *lE* są sobie równe lecz gdy strumienie te są skierowane przeciwnie względem powierzchni czynnej i gdy współczynnik β -1.

http://rcin.org.pl

Wymienione wielkości ΔT, Δe i β mają miejsce przede wszystkim w nocy przy występowaniu inwersji temperatury i jednoczesnym parowaniu z powierzchni czynnej. Natomiast małe różnice między saldem promieniowania i strumieniem ciepła w glebie występują w godzinach rannych i wieczornych podczas zmiany kierunków tych strumieni. Toteż właśnie dla tych powodów metoda stosunku Bowena ma praktyczne zastosowanie głównie dla godzin dziennych.

Nieco wcześniej zaznaczono już, że bezwzględne wartości pionowych strumieni ciepła i wilgoci były stosunkowo małe; średnie z godzin 10^{00}- 20^{00} (dla całego okresu badań) wartości turbulencyjnego strumienia ciepła jawnego, odniesione do salda promieniowania, stanowiły 29%, a ciepła utajonego - 21%. Niekiedy - co szczególnie istotne - w godzinach południowych straty ciepła związane z oboma strumieniami turbulencyjnymi zbliżały się do zera (ryc. 12).

Maksymalna gęstość obu strumieni zanotowana podczas badań zaledwie kilka razy przekroczyła 150 Wm^{-2}; najczęściej - choć nie zawsze - przypadały one dokładnie w tych samych terminach co i maksymalna gęstość strumienia promieniowania *B*. Równocześnie, zebrane dane pozwoliły zauważyć, że chwilowe spadki lub wzrosty wartości strumienia *B*, wywołane zmianami zachmurzenia, bardziej wyraźnie przejawiły się w analogicznych zmianach wartości strumienia *H* niż strumienia *lE*.

Zastosowanie metody stosunku Bowena do wyznaczenia cogodzinnych wartości strumieni *H* i *lE* odnosiło się, co powiedziano wyżej, do okresu między godzinami 10^{00} a 20^{00}. Na ich podstawie nie można było zatem wyznaczyć terminów zmiany znaków tych strumieni względem powierzchni czynnej, które rano zwykle występowały przed godziną 10^{00}, a wieczorem - około godziny 20^{00}. Dokonano jednak tego wykorzystując cogodzinne wartości gradientów temperatury powietrza $\delta T/\delta z$ i prężności pary wodnej $\delta e/\delta z$ i znaki „plus" i „minus", wskazujące kierunek płynącego strumienia energii.

Stwierdzono więc, że rano inwersyjny układ temperatury kończył się przeciętnie około 9^{30} zaś wieczorem stratyfikacja stała ropoczynała się około godziny 20^{30}. Strumień ciepła jawnego był zatem skierowany od powierzchni czynnej ku atmosferze przez około 11 godzin.

Tymczasem gradienty ciśnienia pary wodnej zawartej w atmosferze zmieniały swoje znaki: rano - około godziny 9^{20}, a wieczorem - przeciętnie około godziny 19^{50}; średnio okres z parowaniem trwał około 10 i pół godziny.

Jak z powyższego wynika, blisko siebie były poranne terminy zmiany kierunków strumieni *H* i *lE* i następowały one mniej więcej ponad 1,5 godziny później po zmianie znaku salda promieniowania.

Analogiczna różnica w terminach zmiany kierunków strumieni *H* i *lE* w godzinach wieczornych była znacznie większa, bo wynosiła ona prawie godzinę; strumień *lE* zmieniał kierunek wcześniej niż strumień *H* i miało to miejsce przed zmianą znaku salda promieniowania *B* (około 20 minut), zaś strumień *H* zaczynał płynąć ku powierzchni z opóźnieniem około 30-minutowym w stosunku do terminu zmiany znaku salda promieniowania *B*.

http://rcin.org.pl

W poszczególnych dniach przedstawiony wyżej obraz wyglądał jednak inaczej. Na przykład 20 sierpnia (ryc. 14) strumień ciepła utajonego dużo wcześniej - bo już około godziny 16^{00} - zmienił znak z ujemnego na dodatni, co oznaczało zakończenie w tym momencie procesu parowania i rozpoczęcie kondensacji pary wodnej. Początkowo były to nieznaczne ilości energii wyzwolonej podczas kondensacji , wobec czego niedostrzegalne też były krople rosy na powierzchni gołej gleby. Charakterystyczny jest też fakt, że kondensacja ta odbywała się przy jeszcze względnie dużych, ujemnych wartościach ciepła jawnego; strumień *H* zmieniał znak na dodatni dopiero około 5 godzin później po terminie zmiany znaku strumienia *lE*.

Omawiany przypadek był interesujący również i z tego względu, iż był to dzień, w którym stwierdzono największą, w czasie całych badań, różnicę występującą między wartościami bezwzględnymi strumieni *H* i *lE*. Ponadto, w momencie największego wydzielania się ciepła podczas procesu kondensacji, tzn. około godziny 17^{40}, równocześnie występowały największe, w danym dniu, straty energii spowodowane unoszeniem konwekcyjnym. Wszystko to razem złożyło się na odbiegającą od przeciętnego obrazu strukturę bilansu cieplnego powierzchni czynnej; działo się to w sytuacji, gdy zmieniały się generalnie warunki cyrkulacyjne powodujące ogólną zmianę pogody (już od godzin południowych w dniu 20 VIII).

Jednak analizowany zbiór wartości *H* i *lE* był niewystarczający, aby na jego podstawie można było wysnuć miarodajne wnioski dotyczące wymiany turbulencyjnej. Brakuje na przykład argumentów, aby wyjaśnić dlaczego w dniach 16 i 19 VIII (ryc. 12 i 13) bezwzględne wartości *H* i *lE* były prawie jednakowe, chociaż były one rozdzielone dwiema dobami, w czasie których padał deszcz i na pewno zarówno 16 jak i 19 sierpnia różna przecież wilgotność gleby musiała w różny sposób wpływać na wielkość parowania, a co za tym idzie - między oboma strumieniami *H* i *lE* powinna mieć miejsce inna relacja niż to stwierdzono na podstawie pomiarów.

Także dla pewnych przypadków nie znaleziono racjonalnych podstaw wyjaśniających, dlaczego w niektórych dniach wartości strumienia *H* przewyższały wartości strumienia *lE*, jak to miało miejsce w dniach 12, 13, 14 i 20 VIII (ryc. 8, 9, 10, 14), zaś w innych dniach, przy takich samych warunkach pogodowych, stosunek obu strumieni względem siebie był odwrotny (na przykład 15 VIII, ryc. 11). Być może, iż w ten właśnie sposób przejawił się wpływ adwekcji masy powietrza z obszarów okolicznych na strukturę bilansu cieplnego pola czarnoziemu.

4. Wnioski

Jak wynika z przedstawionych danych średni - dla okresu badań - obraz struktury bilansu cieplnego pola czarnoziemu charakteryzował się zmiennością poszczególnych jego składników, spowodowaną w głównej mierze zmiennością zachmurzenia nieba i ogólnymi warunkami pogody. W pierwszym rzędzie przejawiało się to w zmiennych wartościach składników bilansu

http://rcin.org.pl

promieniowania, a w następstwie tego - w wartościach turbulencyjnej wymiany energii pomiędzy atmosferą a jej podłożem, przy czym w stosunkowo najmniejszym stopniu okresowe zmiany zachmurzenia wpływały na wymianę ciepła z glebą.

Jedną z najważniejszych cech struktury bilansu cieplnego pola czarnoziemu była względnie duża ilość ciepła związana z przewodzeniem molekularnym energii w podłożu; jak się okazało, przenikanie ciepła w głąb gleby było największą - z uwagi na straty energetyczne - pozycją w równaniu tego bilansu.

Ilość energii przenikającej do gleby była dobrze skorelowana z saldem promieniowania, co wyraża średnia wartość współczynnika $r_{P,B}$ = 0,95. Niekiedy jednak strumień ciepła w glebie był bardziej związany z promieniowaniem całkowitym niż z wartościami salda promieniowania; w takich przypadkach sytuacja ta była warunkowana stopniem zachmurzenia nieba nie tylko przez chmury wysokie ale przez występujące wówczas wszystkie rodzaje chmur.

Poranna zmiana znaku salda promieniowania przede wszystkim była uzależniona od wysokości Słońca nad horyzontem, zaś obecność dużego zachmurzenia w tym okresie doby tylko nieznacznie - i to nie zawsze - opóźniała moment tej zmiany.

Albedo pola czarnoziemu charakteryzowało się małymi wartościami zarówno w godzinach południowych, jak i - co szczególnie istotne - w okresie wczesnorannym i wieczornym. W wyniku tego stosunkowo duże, już od samego rana i później - przez cały dzień, były wartości promieniowania pochłoniętego, niewiele mniejsze niż strumień promieniowania całkowitego.

Przyjęta do obliczeń turbulencyjnej wymiany ciepła i wilgoci metoda stosunku Bowena znalazła zastosowanie tylko dla okresu pomiędzy godzinami 10^{00} a 20^{00}. Obliczenia wykonane tą metodą ujawniły, że strumienie ciepła jawnego i utajonego charakteryzowały się małymi wartościami, w liczbach bezwzględnych zbliżonych do siebie; przeciętnie dla godzin dziennych (10^{00}-20^{00}) w całym okresie badań strumień ciepła jawnego stanowił około 29%, a strumień ciepła utajonego - 21% salda promieniowania.

Na zakończenie należy zauważyć, że uzyskany przez ekipę klimatologów z IGiPZ PAN przeciętny obraz struktury bilansu cieplnego pola czarnoziemu podczas badań w Gyzden jest zasadniczo odmienny od obrazu otrzymanego - dla tego samego stanowiska pomiarowego - przez grupę klimatologów mołdawskich.

Należy to tłumaczyć tym, że oba zespoły stosowały różne metody wyznaczenia wartości poszczególnych składników bilansu cieplnego, a także różną aparaturę i w różny sposób zainstalowaną, w związku z czym otrzymane niejednakowe rezultaty badań są w pełni zrozumiałe.

Rzeczą dyskusyjną - wykraczającą poza ramy niniejszego opracowania - pozostaje natomiast problem, które z tych wyników są bardziej wiarogodne, są obarczone mniejszymi błędami, a w konsekwencji - właściwiej oddają rzeczywistość.

http://rcin.org.pl

Literatura

Fan A.A., 1965, *Pogrešnosti vyčislenija potoka tepla v počve po setovomu metodu*, Trudy GGO, 174, 81-87.

Gerhardt J.R., 1957, *Albrecht and Gier and Dunkle heat flow meters - University of Texas, Explor. Atmosph. First Mile, Proceedings of the Great Plains Turbulence Field Program, 1 August to 8 September 1954*, O'Neill, Nebrasca, vol. 1, Instrum. Evaluation. Edited by H. Lettau and B. Davidson, 69-78.

Kasjan N.A., Sokolova G.P., 1982, *Metodičeskie trebovanija k podsisteme teplobalansovych nabludenij*, Trudy GGO, 463, 106-117.

Lechtveer R.V., 1974, *K metodike opredelenija teplovogo potoka v počvu*, Trudy GGO, 339, 78-86.

Paszyński J., Kossowski J., Łykowski B., Szwed-Ilnicka Cz., Skoczek J., 1977, *Wpływ pokrywy roślinnej na radiacyjną i turbulencyjną wymianę ciepła między atmosferą i jej podłożem na polach uprawnych*, (maszynopis), Zakł. Klimat. IGiPZ PAN, Warszawa.

Portman D.J., 1957, *Gier and Dunkle heat flow meters and heat storage variations - John Hopkins University, Explor. Atmosph. First Mile, Proceedings of the Great Plains Turbulence Field Program, 1 August to 8 September 1954*, O'Neill, Nebrasca, vol. 1, Instrum. Evaluation, Edited by H. Lettau and B. Davidson, 64-66.

Sanojan M.G., Ogneva T.A., 1967, *Nekotorye voprosy metodiki opredelenija isparenija metodom teplovogo balansa na orošaemych polach*, Trudy GGO, 209, 101-107.

The structure of haplic chernozem heat balance

(a case study of Moldova)

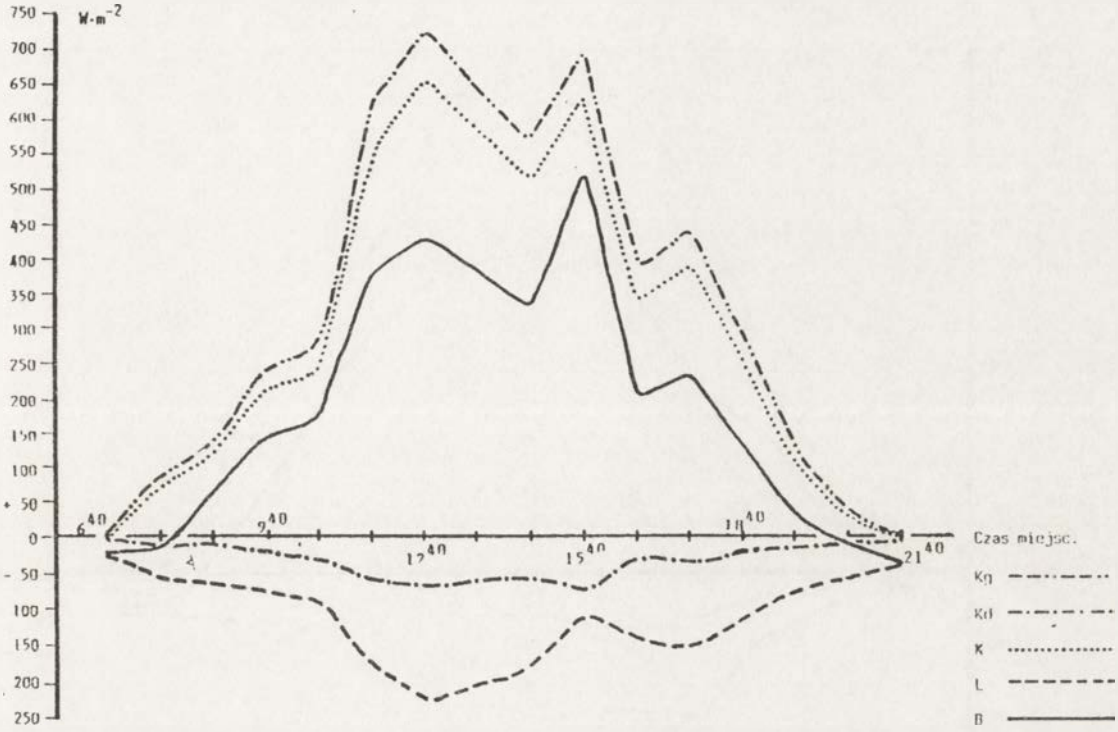
(summary)

The results of daily measurements of radiation balance components: global radiation *(Kg)*, reflected short-wave radiation *(Kd)*, short-wave net radiation *(K)*, long-wave net radiation *(L)* and net radiation *(B)* as well as soil heat flux *(P)* and both turbulent fluxes of sensible *(H)* and latent *(lE)* heat were presented in the paper.

These measurements were carried out in August 1989 during common polish-moldovian climatological expedition in Gyzhden (Moldova).

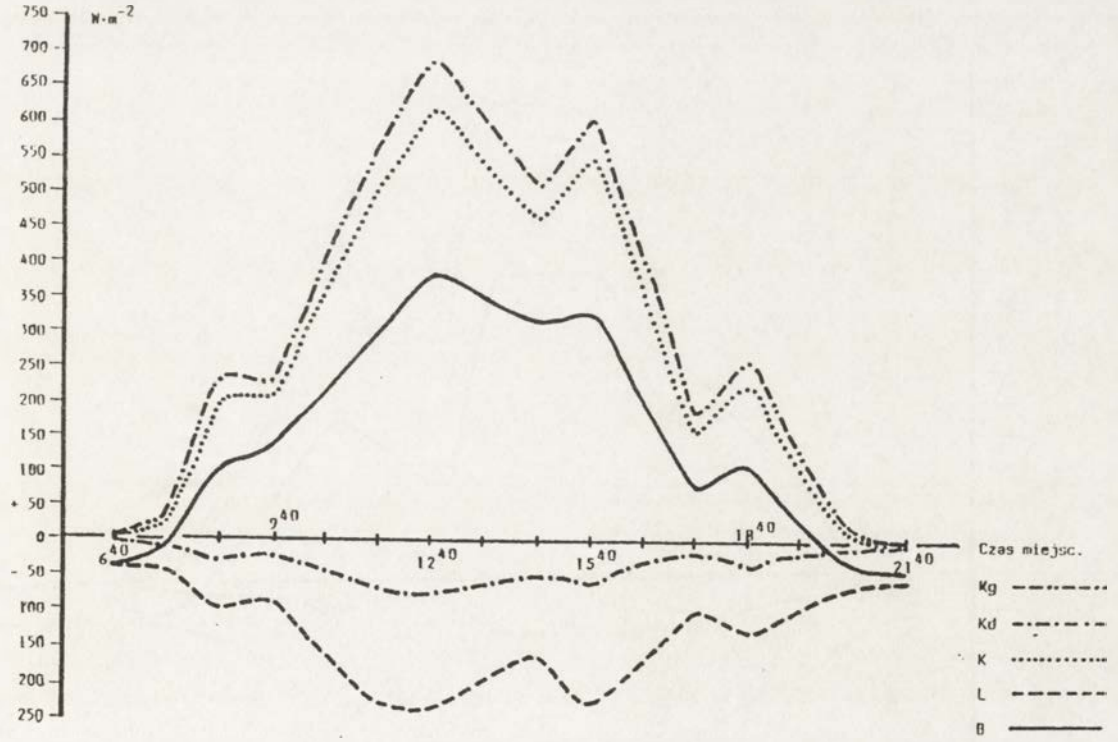
The aim of this paper was to depict the temporal variability of individual components of surface energy budget, represented as example by results from just one measurement point, located on the bare ploughed field with the haplic chernozem soil.

http://rcin.org.pl



Ryc. 1. Przebieg dzienny składników bilansu promieniowania pola czarnoziemu, 12 VIII 1989, Gyzden: *Kg* - promieniowanie całkowite (bezpośrednie i rozproszone), *Kd* - krótkofalowe promieniowanie odbite od powierzchni czynnej, *K* - saldo promieniowania krótkofalowego (promieniowanie pochłonięte), *L* - saldo promieniowania długofalowego, *B* - saldo promieniowania w pełnym zakresie widma

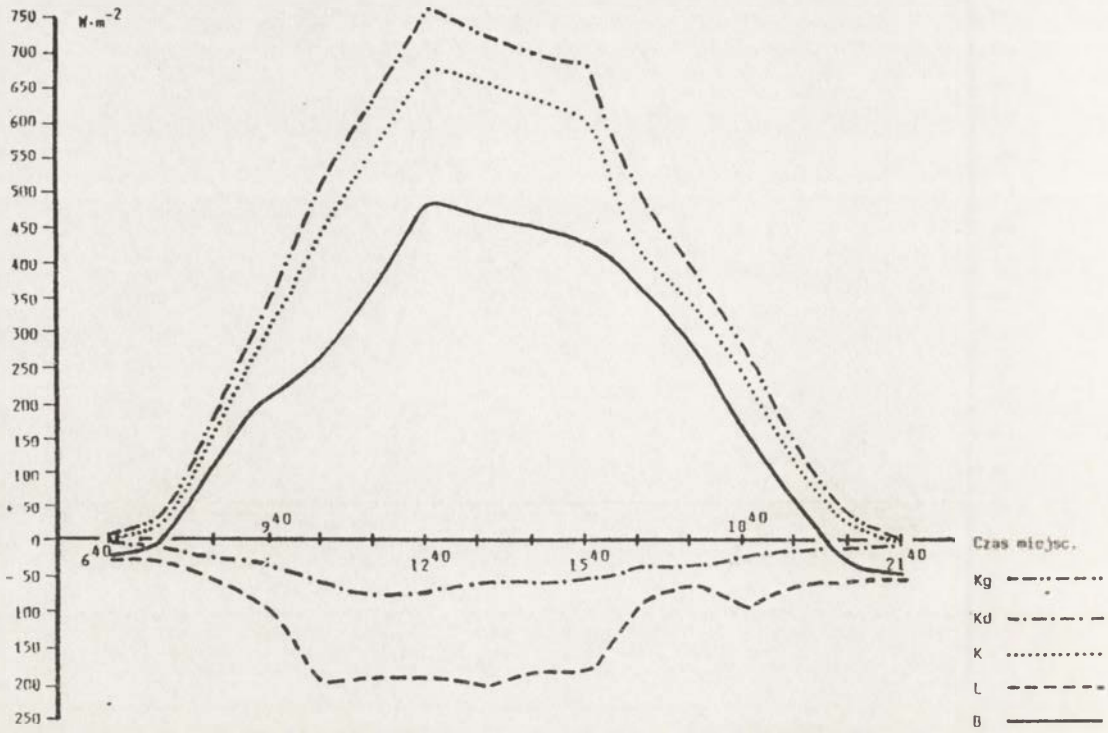
Daily courses of radiation balance components of haplic chernozem bare soil, 12 August 1989, Gyzhden; *Kg* - global solar radiation, *Kd* - reflected short-wave radiation, *K* - short-wave net radiation, *L* - long-wave net radiation, *B* - all-wave net radiation



Ryc. 2. Przebieg dzienny składników bilansu promieniowania pola czarnoziemu, 13 VIII 1989, Gyzden; objaśnienia wg ryc. 1.

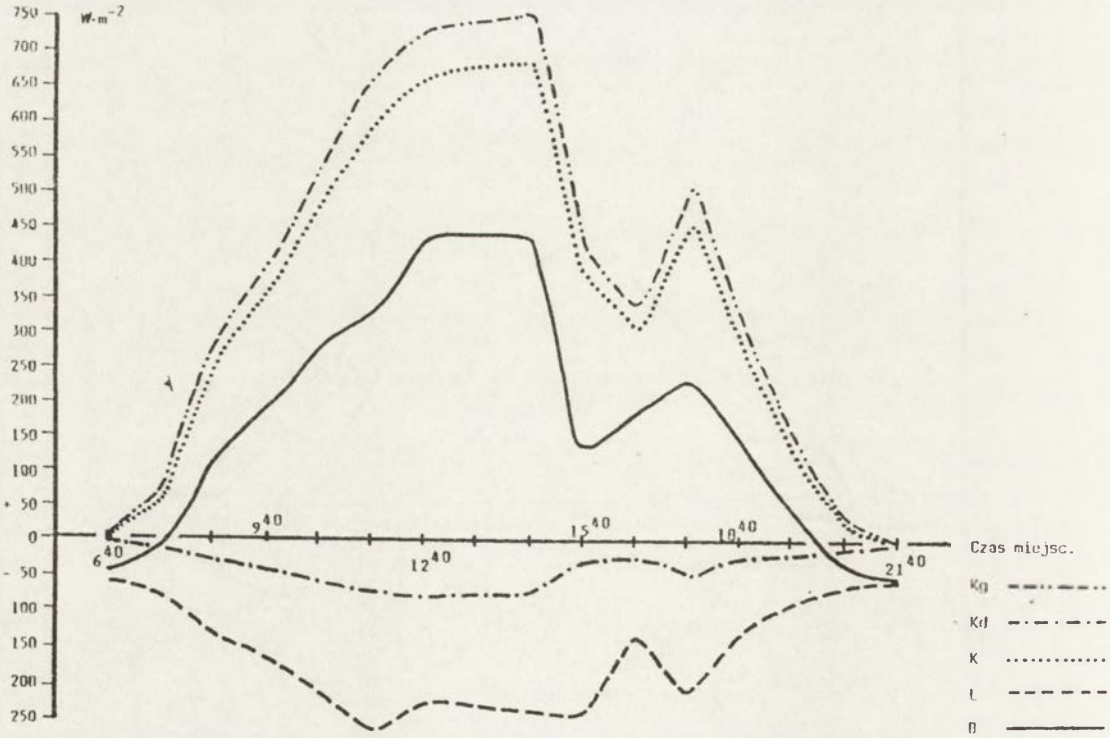
Daily courses of radiation balance components of haplic chernozem bare soil, 13 August 1989, Gyzhden; explanations as on fig. 1.

http://rcin.org.pl



Ryc. 3. Przebieg dzienny składników bilansu promieniowania pola czarnoziemu, 14 VIII 1989, Gyzden; objaśnienia wg ryc. 1.

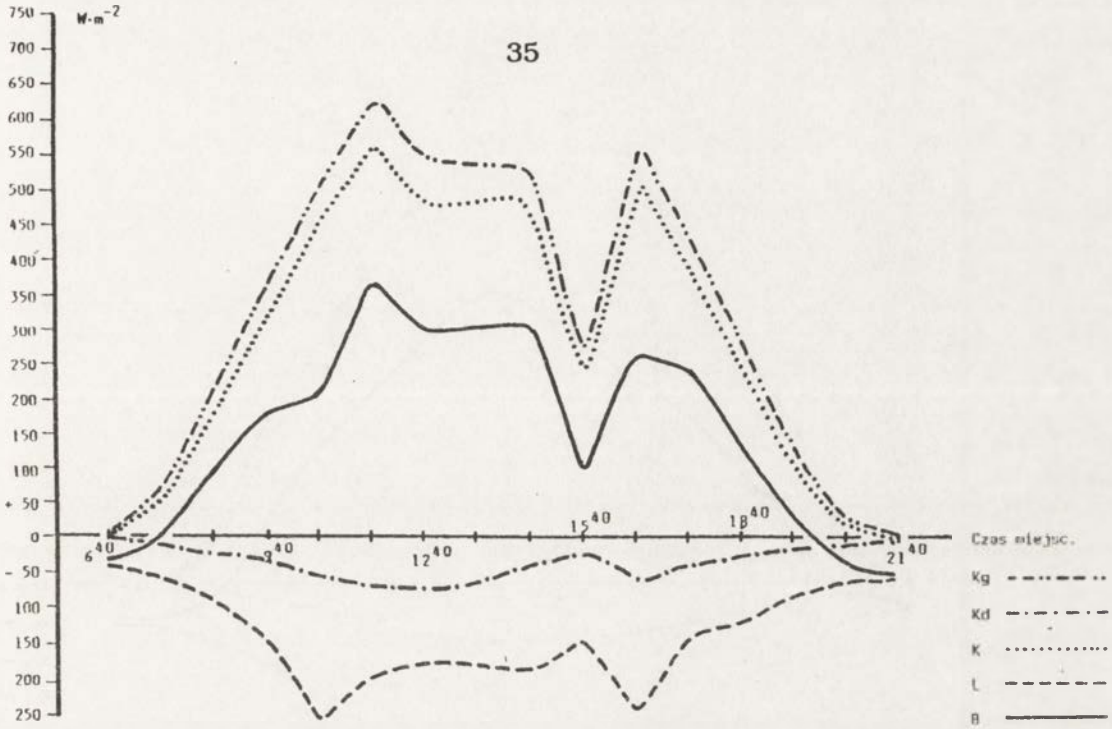
Daily courses of radiation balance components of haplic chernozem bare soil, 14 August 1989, Gyzhden; explanations as on Fig. 1.



Ryc. 4. Przebieg dzienny składników bilansu promieniowania pola czarnoziemu, 15 VIII 1989, Gyzden; objaśnienia wg ryc. 1.

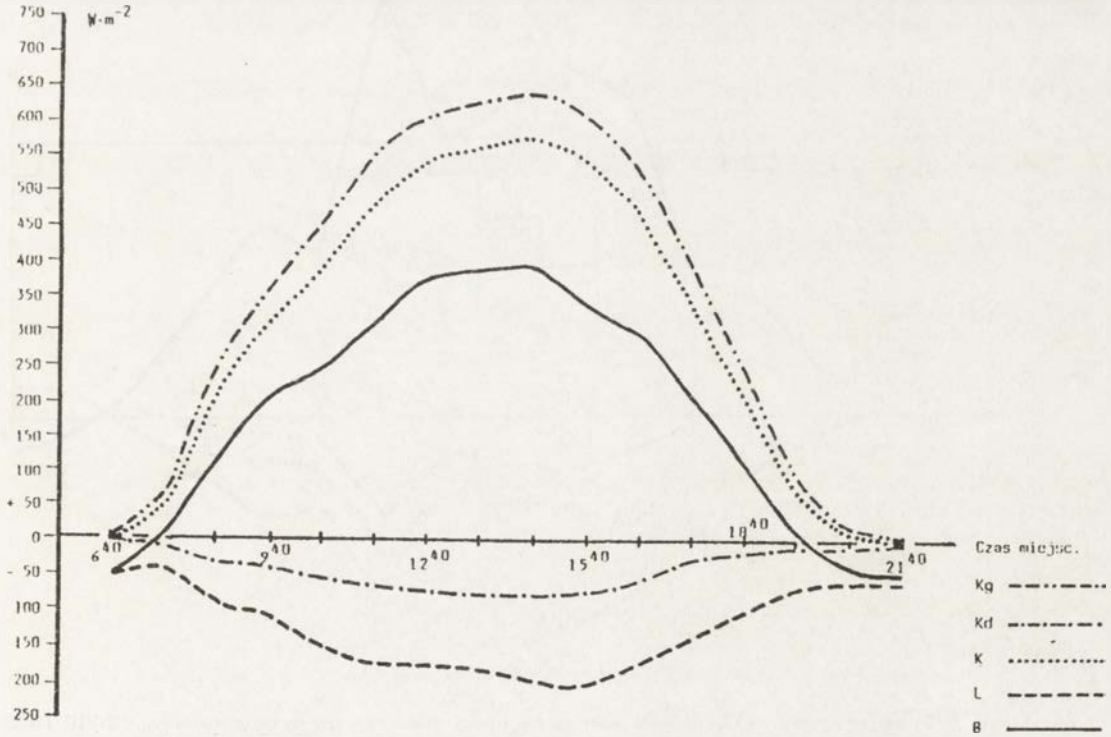
Daily courses of radiation balance components of haplic chernozem bare soil, 15 August 1989, Gyzhden; explanations as on Fig. 1.

http://rcin.org.pl



Ryc. 5. Przebieg dzienny składników bilansu promieniowania pola czarnoziemu, 16 VIII 1989, Gyzden; objaśnienia wg ryc. 1.

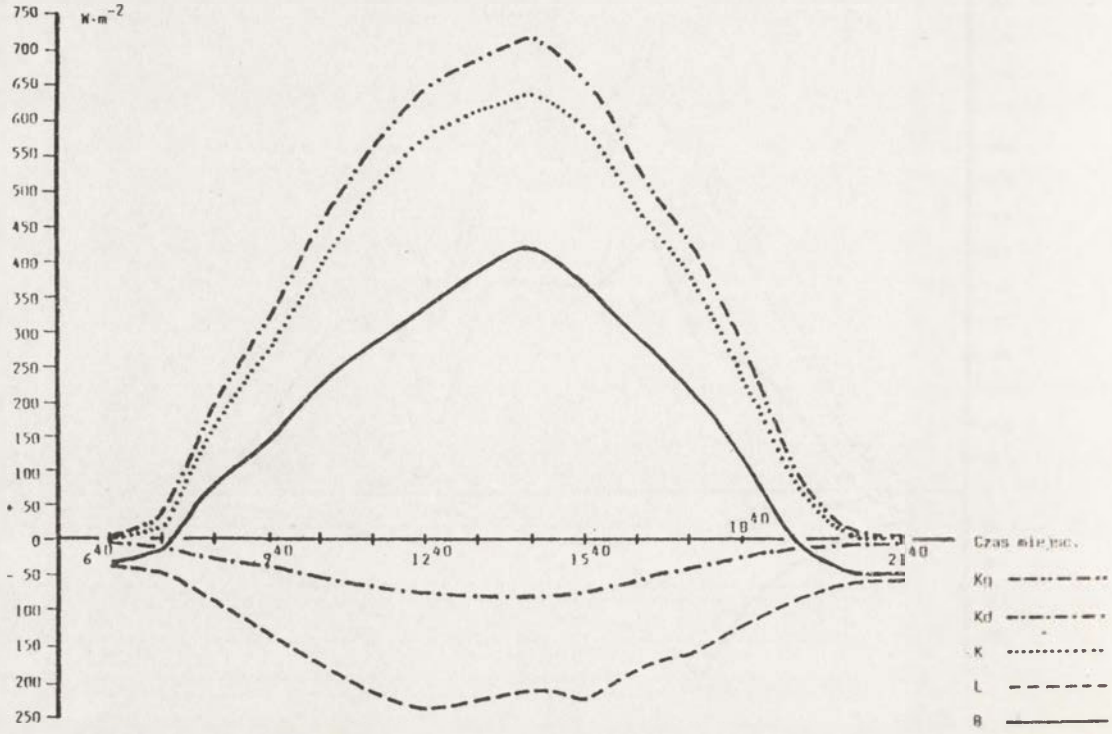
Daily courses of radiation balance components of haplic chernozem bare soil, 16 August 1989, Gyzhden; explanations as on Fig. 1.



Ryc. 6. Przebieg dzienny składników bilansu promieniowania pola czarnoziemu, 19 VIII 1989, Gyzden; objaśnienia wg ryc. 1.

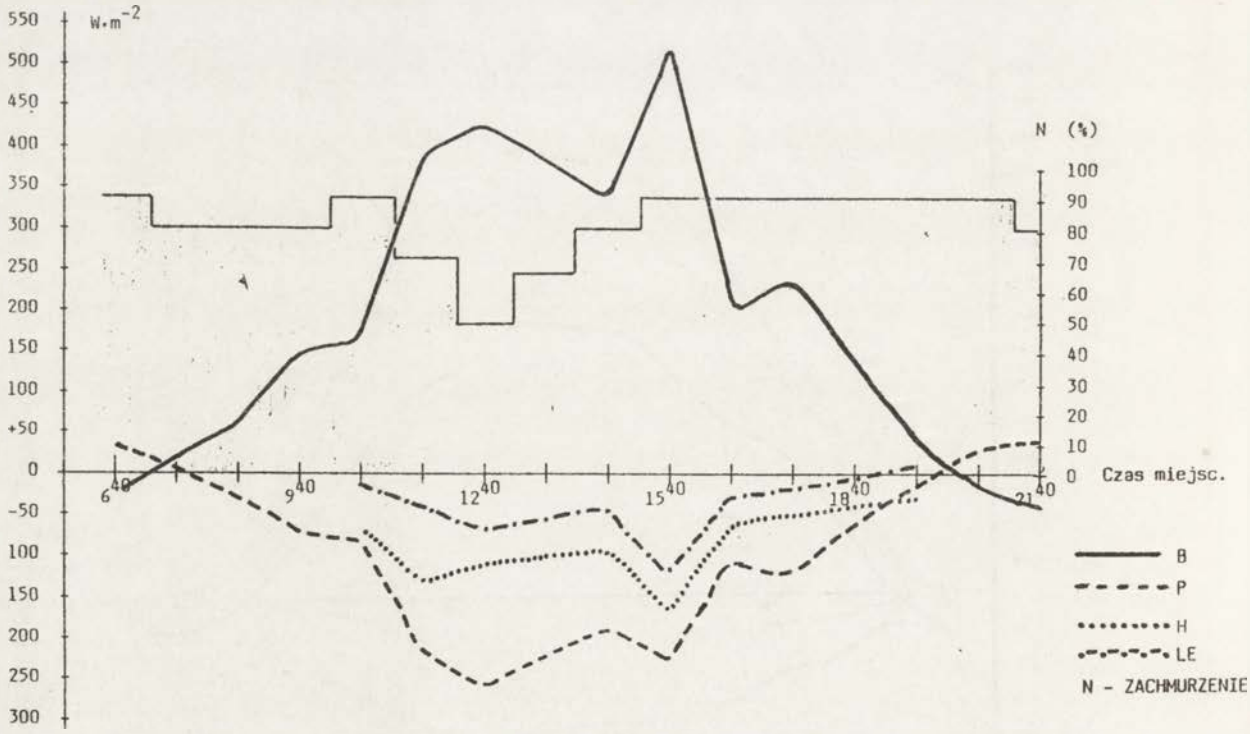
Daily courses of radiation balance components of haplic chernozem bare soil, 19 August 1989, Gyzhden; explanations as on Fig. 1.

http://rcin.org.pl



Ryc. 7. Przebieg dzienny składników bilansu promieniowania pola czarnoziemu, 20 VIII 1989, Gyzden; objaśnienia wg ryc. 1.

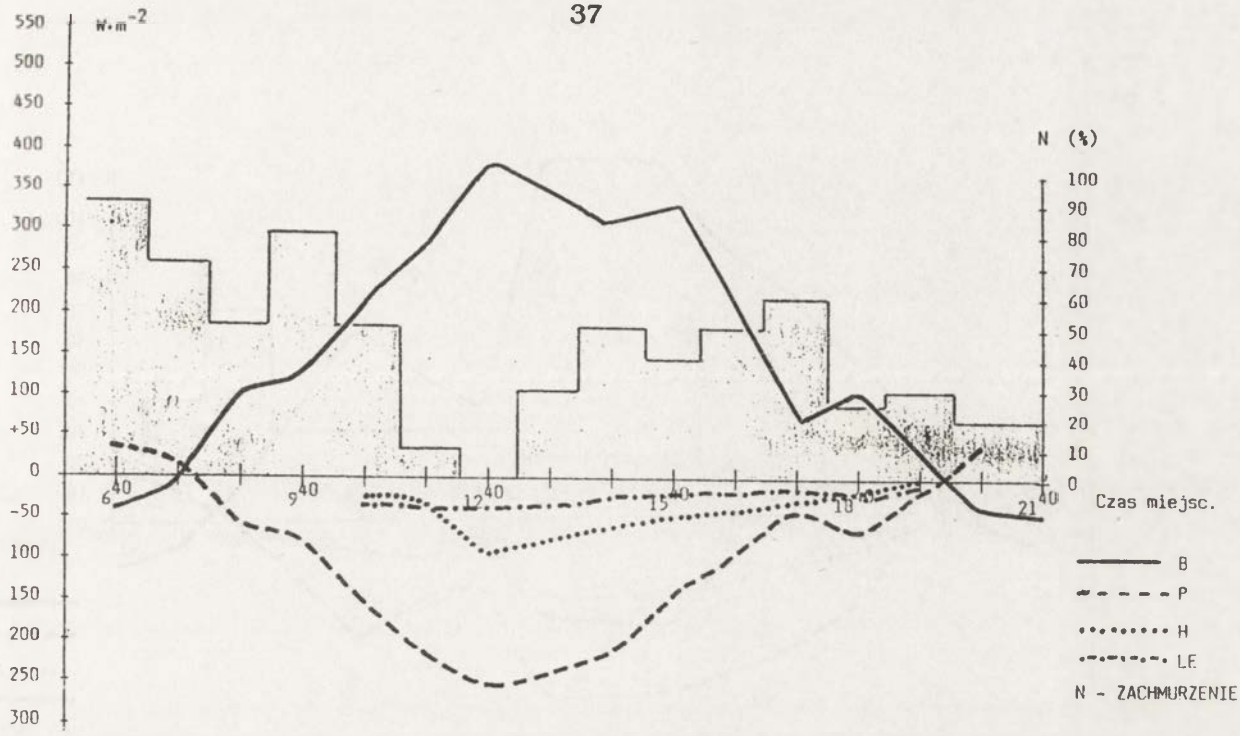
Daily courses of radiation balance components of haplic chernozem bare soil, 20 August 1989, Gyzhden; explanations as on Fig. 1.



Ryc. 8. Przebieg dzienny składników bilansu cieplnego pola zaoranego czarnoziemu, 12 VIII 1989, Gyzden: *B* - saldo promieniowania w pełnym zakresie widma, *P* - strumień ciepła w glebie, *H* - turbulencyjny strumień ciepła jawnego, *lE* - turbulencyjny strumień ciepła utajonego, *N* - stopień zachmurzenia nieba

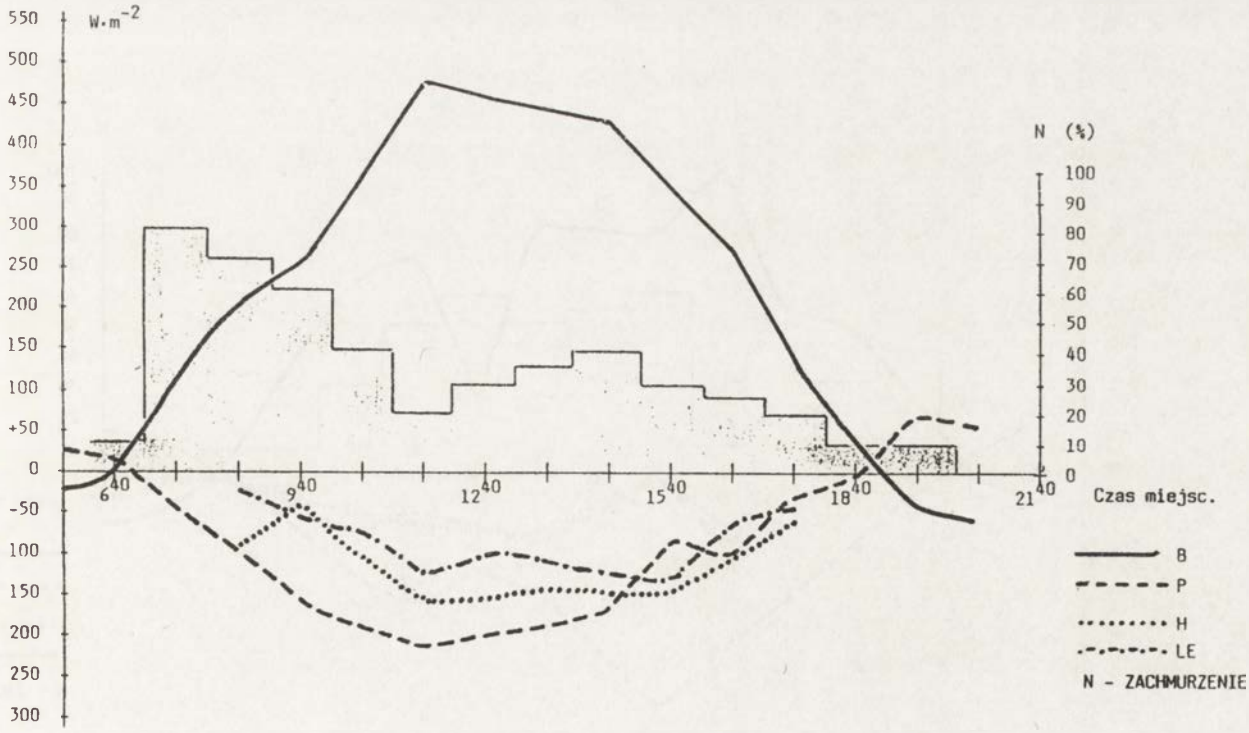
Daily courses of energy balance components of haplic chernozem bare soil, 12 August 1989, Gyzdhen: *B* - all-wave net radiation, *P* - sub-surface heat flux (soil heat flux) density, *H* - turbulent sensible heat flux density, *lE* - turbulent latent heat flux density, *N* - amount cloudiness

http://rcin.org.pl



Ryc. 9. Przebieg dzienny składników bilansu cieplnego pola zaoranego czarnoziemu, 13 VIII 1989, Gyzden; objaśnienia wg ryc. 8.

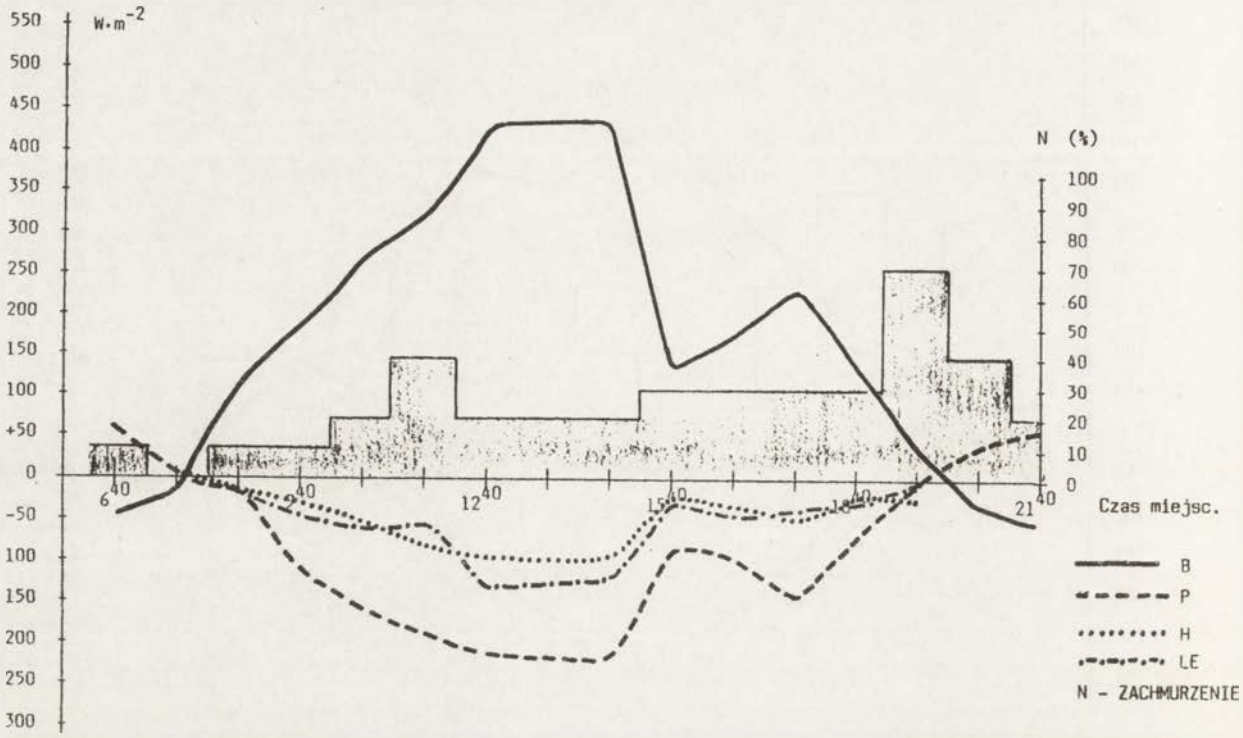
Daily courses of energy balance components of haplic chernozem bare soil, 13 August 1989, Gyzhden; explanations as on Fig. 8.



Ryc. 10. Przebieg dzienny składników bilansu cieplnego pola zaoranego czarnoziemu, 14 VIII 1989, Gyzden; objaśnienia wg ryc. 8.

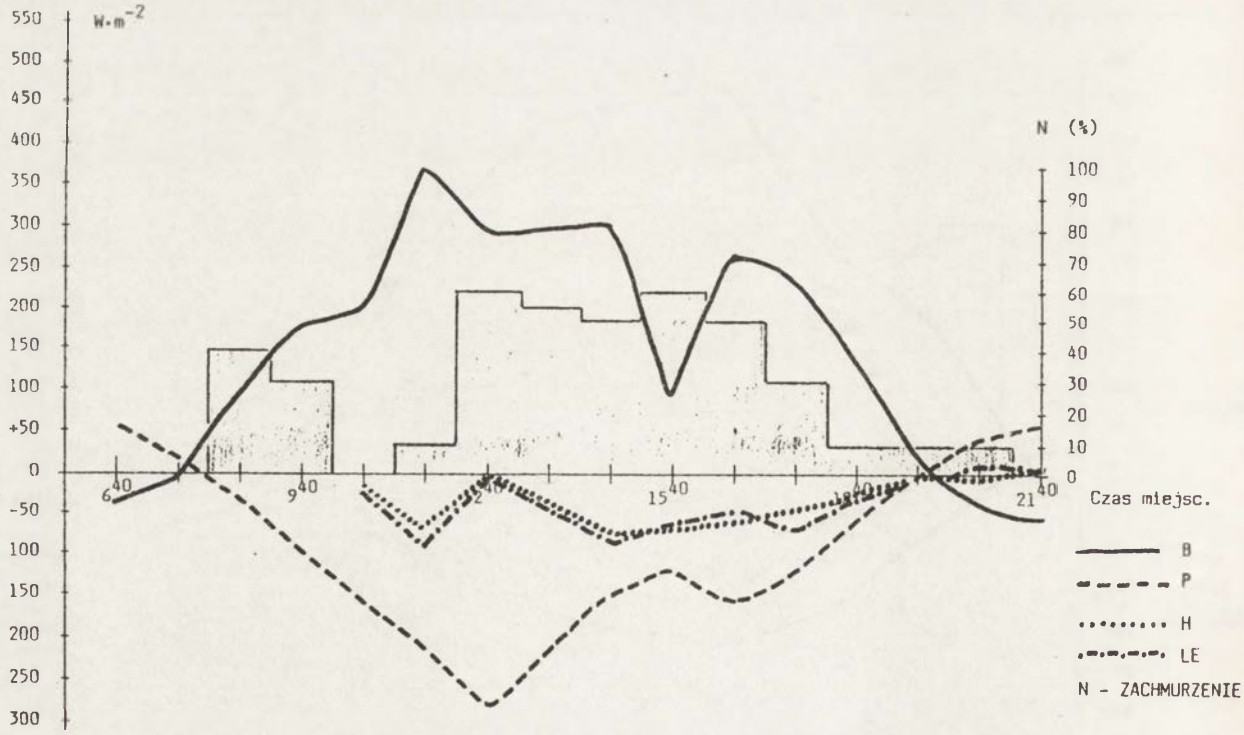
Daily courses of energy balance components of haplic chernozem bare soil, 14 August 1989, Gyzhden; explanations as on Fig. 8.

http://rcin.org.pl



Ryc. 11. Przebieg dzienny składników bilansu cieplnego pola zaoranego czarnoziemu, 15 VIII 1989, Gyzden; objaśnienia wg ryc. 8.

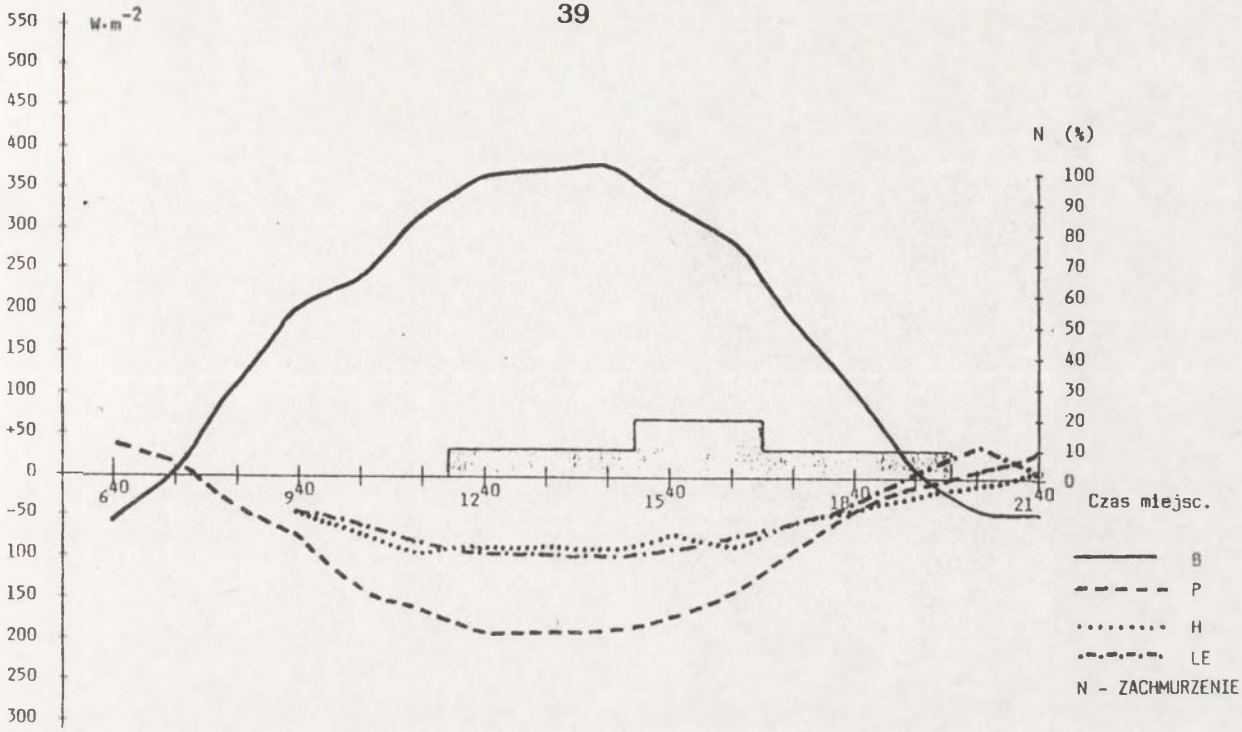
Daily courses of energy balance components of haplic chernozem bare soil, 15 August 1989, Gyzhden; explanations as on Fig. 8.



Ryc. 12. Przebieg dzienny składników bilansu cieplnego pola zaoranego czarnoziemu, 16 VIII 1989, Gyzden; objaśnienia wg ryc. 8.

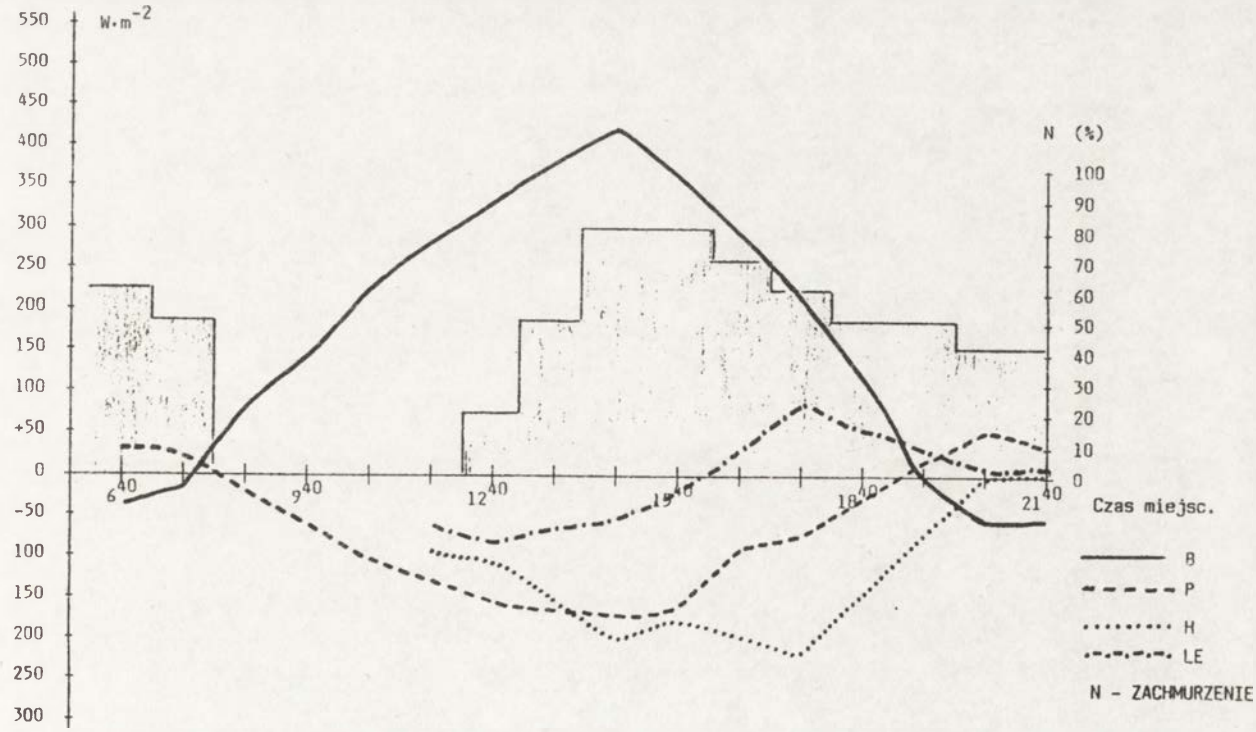
Daily courses of energy balance components of haplic chernozem bare soil, 16 August 1989, Gyzhden; explanations as on Fig. 8.

http://rcin.org.pl



Ryc. 13. Przebieg dzienny składników bilansu cieplnego pola zaoranego czarnoziemu, 19 VIII 1989, Gyzden; objaśnienia wg ryc. 8.

Daily courses of energy balance components of haplic chernozem bare soil, 19 August 1989, Gyzhden; explanations as on Fig. 8.



Ryc. 14. Przebieg dzienny składników bilansu cieplnego pola zaoranego czarnoziemu, 20 VIII 1989, Gyzden; objaśnienia wg ryc. 8.

Daily courses of energy balance components of haplic chernozem bare soil, 20 August 1989, Gyzhden; explanations as on Fig. 8.

http://rcin.org.pl

http://rcin.org.pl

J. Skoczek

Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN

PORÓWNANIE WARTOŚCI STRUMIENIA CIEPŁA W GLEBIE WYZNACZONYCH DWOMA SPOSOBAMI

1. Wprowadzenie

W sierpniu 1989 roku podjęto wspólne polsko-mołdawskie badania bilansu cieplnego powierzchni czynnej terenów rolniczych. W ramach tych badań przeprowadzono ekspedycyjne pomiary składników bilansu cieplnego, tzn. salda promieniowania, turbulencyjnej wymiany ciepła jawnego i utajonego i wymiany ciepła w glebie.

Do wyznaczenia wartości promieniowania całkowitego, odbitego, rozproszonego i pochłoniętego oraz wartości turbulencyjnego strumienia ciepła i wilgoci zespoły polskich i mołdawskich klimatologów używały podobnej, standardowej aparatury meteorologicznej, różniącej się tylko klasą dokładności pomiaru (szczególnie anemometrów i psychrometrów). Natomiast do określenia wymiany energii w glebie (określenia wartości strumienia ciepła w glebie) zastosowano dwa różne sposoby: metodę bezpośredniego pomiaru gęstości strumienia energii z zastosowaniem strumieniomierzy glebowych (ekipa polska) i obliczeniową metodę pośrednią, bazującą na danych dotyczących zmian pojemności cieplnej gleby i jej temperatury w pewnej jednostce czasu (ekipa mołdawska). Popularnie metodę tę określa się terminem „metoda objętościowa".

Należy wyjaśnić, że w istocie, sposób pomiaru bezpośredniego jest pewnym technicznym rozwiązaniem innej metody pośredniej, tzw. „metody gradientowej", bazującej na znajomości pionowego gradientu temperatury gleby i jej przewodnictwa cieplnego.

Uzyskane metodą objętościową i metodą bezpośredniego pomiaru wyniki odnoszące się do wymiany ciepła w glebie wykazały znaczne różnice. Dane otrzymane sposobem pośrednim (B_0) wskazują na ograniczoną rolę wymiany ciepła z glebą w ogólnym obrazie bilansu cieplnego powierzchni czynnej. Tymczasem gęstość strumienia energii zmierzona instrumentalnie (B_Z) okazała się znaczącą składową tego bilansu z uwagi na jej wysokie wartości bezwzględne. Przy okazji stwierdzono też mniejszy zakres czasowy, dla którego - w odniesieniu do pełnej doby - można stosować metodę stosunku Bowena (metodę bilansu cieplnego) do wyznaczania turbulencyjnych strumieni ciepła i wilgoci.

Tym to zagadnieniom poświęcone jest niniejsze opracowanie; jego celem jest zatem przedstawienie różnic między zmierzonymi B_Z i obliczonymi B_0 wartościami strumienia ciepła w glebie, określenie stopnia istotności i wielkości tych różnic, rozkładu czasowego oraz wyjaśnienie przyczyny ich powstawania.

http://rcin.org.pl

2. Miejsce i okres pomiarów, aparatura pomiarowa i metoda opracowania materiałów

Pomiary składników bilansu cieplnego, w tym - wymiany ciepła z glebą - przeprowadzono w Mołdawii we wsi Gyzden, położonej w odległości 50 km na NE od Kiszyniowa. Trwały one od 9 do 21 sierpnia 1989 r. (z przerwą w dniach 17 i 18 VIII).

W badaniach uczestniczyli - ze strony polskiej: J.Paszyński, J.Skoczek, B.Krawczyk i J.Bublewski, ze strony mołdawskiej - klimatolodzy z Instytutu Geografii MAN: T.Konstantinova, V.Jaz, I.Boloban, A.Bardarianu, V.Kazak i A.Zolotarev.

Obserwacje i pomiary wykonywano na stanowisku usytuowanym u podstawy wyniesienia przebiegającego z północo-zachodu na południo-wschód, po jego stronie północno-wschodniej.

Podłoże atmosfery w miejscu pomiarów stanowiła wyrównana powierzchnia (10 x 10 m) pyłowo-ilastej nagiej gleby czarnoziemnej o gęstości od 1,18 x 10^3kg m^{-3} w warstwie 0-5 cm do 1,37 x 10^3 kg m^{-3} na głębokości 60 cm (Konstantinova i inni 1990). Przeciętne nachylenie poligonu pomiarowego wynosiło 2°. Był on pozbawiony szaty roślinnej, jednak jeszcze na 2 tygodnie przed rozpoczęciem badań ziemia w tym miejscu była uprawiana; rosła tutaj kukurydza, a po jej zbiorze pole zaorano do głębokości około 30-35 cm i zabronowano.

Okres badań charakteryzował się ciepłą i słoneczną pogodą. Temperatura powietrza w warstwie atmosfery 25-200 cm nad gruntem wahała się w ciągu dnia od 12° we wczesnych godzinach rannych do 35^oC w południe. W ciągu dnia gleba otrzymywała znaczne ilości ciepła pochodzące z promieniowania słonecznego całkowitego $K\downarrow$; w godzinach południowych chwilowe maksymalne napromieniowanie osiągało 650-750 Wm^{-2} (ryc. 1-4), przy względnie dużym zachmurzeniu nieba, ale głównie przez chmury piętra wysokiego *(Ci, Cs, Cc)*.

W okresie pomiarów wystąpił jeden raz (17 VIII) opad deszczu o małym natężeniu (suma opadu - 3,5 mm), trwający z przerwami kilka godzin. W dniu tym, podobnie jak w następnym, żadnych pomiarów nie prowadzono.

Podczas badań notowano małą prędkość wiatru (0-2 ms^{-1}) z różnych kierunków. Tylko w dniach 14 i 20 VIII była ona nieco większa i wahała się od 2,5 do 4,5 ms^{-1} (14 VIII) oraz od 2,5 do 5,0 ms^{-1} (20 VIII).

Stan powierzchni gleby, z wyjątkiem dób 17 i 18 VIII, oceniano jako suchy.

Zespół klimatologów mołdawskich wyznaczył wartość strumienia ciepła B_0 w glebie metodą pośrednią (*Metodika rasčeta sostavlajuščich teplovogo balansa po dannym polevych issledovanij*, 1988), którą opisuje zależność:

$$\overline{B_0} = \frac{1}{\tau} \cdot \int_{z=z}^{z=0} \cdot \overline{C} \cdot \overline{\Delta T} \cdot dz \qquad (1)$$

gdzie:

$\overline{C}$ - oznacza średnią ważoną objętościową pojemność cieplną badanej warstwy gleby,

$\overline{\Delta T}$- średnią (z okresu τ) zmianę temperatury w badanej warstwie gleby (od z=0 do z=z).

http://rcin.org.pl

Objętościową pojemność cieplną gleby obliczono według wzoru:

$$\overline{C} = x_s c_s + x_w c_w + x_p c_p \tag{2}$$

w którym:

x_s, x_w, x_p - oznaczają objętościowe udziały części stałych (s), wody (w) i powietrza (p) w próbce gleby,

c_s, c_w, c_p - objętościowe ciepło frakcji stałej, ciekłej i gazowej gleby.

Zawartość wody w glebie (x_w), niezbędną do obliczenia wartości $\overline{C}$, wyznaczono metodą suszarkową; pobierane do cylindrów (o objętości 100 cm^3) próbki gleby były suszone w temperaturze 105°, a z różnicy ciężaru próbek wilgotnych i suchych oceniono zawartość wody w jednostce objętości gleby.

Próbki gleby zostały pobrane na stanowisku pomiarowym w dniach 16 i 21 sierpnia z głębokości 5, 10, 15, 20, 40, 60 i 80 cm, w dwukrotnym powtórzeniu z każdego poziomu.

Poniższa tabela przedstawia wilgotność gleby (%) zmierzoną w obu wymienionych dniach (Konstantinova, Boloban, Jaz, Bardarianu, Kazak 1990).

Tabela 1. Wilgotność gleby na stanowisku pomiarowym nr 1

Soil humidity at the point of the measurements

Data	Głębokość pomiaru (cm)						
	5	10	15	20	40	60	80
16 VIII	22.8	23.4	26.0	27.6	20.3	26.0	24.8
21 VIII	21.6	19.6	20.2	20.4	26.0	21.6	21.4

Wartości średniego przyrostu temperatury gleby $\overline{\Delta T}$ określono z zależności:

$$\overline{\Delta T_{z_0 - z_z}} = \frac{[T_{z_0}(t_1) - T_{z_0}(t_2)] + [T_{z_z}(t_1) - T_{z_z}(t_2)]}{2} \tag{3}$$

gdzie:

$T_{z0}(t_1)$ oraz $T_{zz}(t_1)$ - oznacza temperaturę gleby T na głębokościach $z = 0$ i $z = z$ w początkowym momencie pomiaru t_1,

http://rcin.org.pl

$T_{z0}(t_2)$ oraz $T_{zz}(t_2)$ - oznacza temperaturę gleby T na głębokościach $z = 0$ i $z = z$ w kolejnym (końcowym) momencie pomiaru t_2.

Pomiary temperatury gleby w jej pionowym profilu wykonywano za pomocą:

a) zwykłych rtęciowych termometrów meteorologicznych używanych w psychrometrach Assmanna, którymi mierzono temperaturę powierzchni gleby na głębokości około 0,5 cm. Zgodnie ze wskazaniami (*Rukovodstvo* ... 1964; Sternzat i Sapožnikov 1959) leżały one poziomo na powierzchni gleby, niezasłonięte, będąc do połowy zagłębione w ziemi,

b) rtęciowych termometrów gruntowych, kolankowych (tzw. termometrów Savinova ([*Metodičeskoje rukovodstvo* ..., 1969]), zainstalowanych na głębokościach 5, 10, 15 i 20 cm,

c) oporowych termometrów elektrycznych typu AM-2M z czujnikami miedzianymi, znajdującymi się na głębokościach 20, 30, 40, 50 i 60 cm. Zostały one włożone do wykopanego wcześniej szurfu, który następnie zasypano.

Pomiary termiki gleby na 9 poziomach (w warstwie 0,5 - 60 cm) miały na celu wyznaczenie strumienia ciepła w całej warstwie gleby, w której zachodzą dobowe zmiany temperatury. Różnorodność zastosowanych w badaniach termometrów wynikała zatem z przyjętych poziomów pomiaru temperatury gleby; oprócz poziomów standardowych (5, 10, 15 i 20 cm), dla których można było użyć termometrów kolankowych, pomiary wykonywano także na takich głębokościach, na które wprowadzono inne typy termometrów.

Pomiary temperatury gleby wykonywano w tych samych terminach co pomiary gęstości strumienia ciepła za pomocą strumieniomierzy. Rozpoczynano je o godzinie 6^{40} i kończono o godz. 21^{40} czasu miejscowego i wykonywano je co godzinę. Większy - bo dwugodzinny - odstęp między obserwacjami miał miejsce między 12^{40} a 14^{40}. Odczyty temperatury gleby w danym terminie obserwacyjnym powtarzano dwukrotnie (w ciągu 10 minut), a następnie wartości ich uśredniano.

Obliczenie metodą pośrednią strumienia ciepła B_0 wykonano według zależności przedstawionej w instrukcji obowiązującej na rosyjskich stacjach meteorologicznych (*Rukovodstvo* ... 1964). Roboczą postać tej zależności podaje *Metodika rasčeta* ... (1988) na stronie 11:

$$\overline{B_{t_1-t_2}} = \overline{C_5}\cdot(0.016\cdot\overline{\Delta T_0}+0.071\cdot\overline{\Delta T_5}) + 0.027\cdot\overline{C_{10}}\cdot\overline{\Delta T_{10}} + 0.071\cdot\overline{C_{15}}\cdot\overline{\Delta T_{15}} + \tag{4}$$

$$+ 0.091\cdot\overline{C_{20}}\cdot\overline{\Delta T_{20}} + 0.225\cdot(\overline{C_{40}}\cdot\overline{\Delta T_{40}} + \overline{C_{60}}\cdot\overline{\Delta T_{60}})$$

gdzie:

$\overline{B_{t1-t2}}$ - oznacza średnią zmianę zawartości ciepła w warstwie 0,5-60 cm w okresie między dwoma kolejnymi terminami pomiaru t_1 i t_2

$\overline{\Delta T_0}$ ... $\overline{\Delta T_{60}}$ - oznacza średnią zmianę temperatury gleby na danym poziomie pomiarowym w okresie od t_1 do t_2,

$\overline{C_5}$ ... $\overline{C_{60}}$ - oznacza średnią objętościową pojemność cieplną gleby na poszczególnych poziomach pomiarowych w okresie od t_1 do t_2.

http://rcin.org.pl

Współczynniki liczbowe 0,016, 0,071, ..., 0,225 - określają wyznaczoną empirycznie funkcję związaną ze zmianami zawartości ciepła w badanej warstwie gleby (Fan 1965).

Według danych zamieszczonych w zbiorowej pracy (Konstantinova i inni 1990) średnia objętościowa pojemność cieplna warstwy gleby 0-60 cm na stanowisku pomiarowym wynosiła $\overline{C}$=0,149 x 10^7 $Jm^{-3}K^{-1}$, a przewodnictwo cieplne $\overline{\lambda}$= 0,256 $\Omega\mu^{-1}K^{-1}$. Współczynnik przewodnictwa temperaturowego $\overline{k}$ zmieniał się od wartości 0,146 x 10^{-6} ms^{-1} w dniu 14 sierpnia, $\overline{k}$= 0,195 x 10^{-6} ms^{-1} w dniu 16 sierpnia i $\overline{k}$= 0,165 x 10^{-6} ms^{-1} w dniu 19 sierpnia.

Do pomiarów bezpośrednich ciepła przewodzonego w glebie *Bz* grupa klimatologów polskich użyła specjalnych strumieniomierzy glebowych (typu SOJO), włączonych w wielokanałowy miernik (mostek pomiarowy), zasilany prądem stałym o napięciu 9 V.

Zasadę działania strumieniomierza wyjaśnia zależność:

$$q = A \cdot U_{ek} \tag{5}$$

gdzie:

q - gęstość strumienia ciepła (Wm^{-2}),

A - stała wzorcowania czujnika pomiarowego strumieniomierza ($Wm^{-2}mV^{-1}$),

U_{ek} - napięcie termoelektryczne powstałe na biegunach czujnika (mV).

W badaniach użyto 4 strumieniomierze z dopasowanymi indywidualnie układami kalibracyjno-wyrównawczymi, co pozwalało na skali miernika odczytywać aktualnie mierzoną gęstość strumienia ciepła w glebie bezpośrednio w jednostkach energetycznych (Wm^{-2}).

Strumieniomierze mają kształt krążka o średnicy 50 mm (powierzchnia = 19,6 cm^2) i grubości 4,3 mm. Wewnątrz krążka znajduje się termostos zbudowany z szeregowo połączonych termoelementów miedź-konstantan. Termostos jest zalany żywicą metakrylową stanowiącą warstwę zewnętrzną strumieniomierza. Rezystancja wewnętrzna strumieniomierzy zawiera się w przedziale R_w = 40-70 omów, przewodność cieplna właściwa λ = 0,6-0,8 $Wm^{-1}K^{-1}$, stała wzorcowania A = 15-30 $Wm^{-2}mV^{-1}$, dokładność wzorcowania wynosi $\pm$5%, stała czasowa Θ = około 0,5 s.

Miernik ma 4 zakresy pomiarowe pozwalające dobrać odpowiedni przedział pomiarowy stosownie do aktualnie mierzonej gęstości strumienia ciepła w glebie. Skala miernika umożliwia dokonanie pomiaru tego strumienia z dokładnością do 0,1 Wm^{-2} wraz z równoczesnym określeniem kierunku przepływu ciepła względem powierzchni gleby. Podczas pomiarów strumieniomierze były włączane kolejno do miernika za pomocą przełącznika kanałów.

Strumieniomierze zainstalowano na głębokości 1 cm pod powierzchnią gleby, z tolerancją wynoszącą około 2 mm. Grubość suchej warstwy drobnoziarnistej, pylastej ziemi pokrywającej strumieniomierze mogła ulegać w trakcie badań okresowej zmianie, wywołanej przemieszczaniem się cząsteczek gleby pod wpływem wiatru po gładkiej powierzchni czujnika. Jak jednak stwierdzono, zmiany te mieściły się w granicach przyjętej tolerancji.

http://rcin.org.pl

Okres pomiarów (6^{40} -21^{40}) strumienia ciepła w glebie i jej temperatury w profilu 0,5-60 cm w całości obejmował ten przedział doby, w którym strumień energii skierowany był od powierzchni gleby do jej warstw głębszych.

3. Omówienie wyników badań

Przeprowadzone badania pozwoliły stwierdzić występowanie zasadniczej różnicy w ilości energii pochłanianej i wydzielanej z gleby, ilości określanej dwoma sposobami.

Istotność różnicy między wartościami zmierzonymi B_Z i obliczonymi B_0 wartościami gęstości strumienia ciepła w glebie została sprawdzona testem t Studenta na poziomie ufności $t_{0,001}$, a otrzymany rezultat:

$t_{0,001} = 3,291 < t = 4,7402$

informuje, że różnica między porównywanymi wartościami zmierzonymi B_Z i obliczonymi B_0 jest statystycznie istotna i nie wynikała z przypadku.

Poniższa tabela 2 przytacza szczegółową statystyczną charakterystykę różnicy ΔB_Z-B_0.

Tabela 2. Charakterystyka statystyczna różnicy ΔB_Z-B_0

Statistical characteristics of revealed difference ΔB_Z-B_0

Wartość średnia	63.48 $W \cdot m^{-2}$
Odchylenie przeciętne (OP)	39.05 $W \cdot m^{-2}$
Odchylenie standardowe (σ)	46.06 $W \cdot m^{-2}$
Błąd standardowy (bs)	6.45 $W \cdot m^{-2}$
Współczynnik zmienności	75 %
Względna zmienność	62 %

$$\left(\frac{\sigma}{\Delta B_z - B_0}\right) \cdot 100$$

$$\left(\frac{OP}{\Delta B_z - B_0}\right) \cdot 100$$

Cogodzinne wartości liczbowe B_Z i B_0 posłużyły do wykreślenia przebiegu dziennego strumienia ciepła w glebie, co przykładowo, dla kilku oddzielnych dni (14, 15, 16 i 19 VIII), przedstawiają ryciny 1-4. Na rycinie 5 pokazano natomiast średni dla tych czterech dni przebieg wymiany ciepła w glebie. Wynika z niej kilka podstawowych informacji dotyczących przepływu energii cieplnej w podłożu.

Można zatem stwierdzić, że obie krzywe B_Z i B_0 były asymetryczne w odniesieniu do notowanego w południe największego natężenia (asymetria prawostronna), przy czym skośność obu krzywych była niemal identyczna, o czym świadczą obliczone współczynniki asymetrii: dla

http://rcin.org.pl

krzywej B_Z współczynnik ten wynosił a = 1,316, a dla krzywej B_0 stanowił a = 1,300. Krzywe B_Z i B_0 wykazują zatem jednakowo, że zmierzona i obliczona gęstość strumienia ciepła w glebie stosunkowo szybko przyrastała do południa i względnie wolno spadała po południu, a więc tempo zmian energetycznych w okresie dnia nie było jednakowe.

Tym niemniej w poszczególnych dniach asymetria krzywych B_Z i B_0 bardziej się różniła między sobą niż to wynika z ryciny 5. Na przykład w dniu 19 VIII (ryc. 4) przebieg dzienny krzywej B_Z był zbliżony do rozkładu normalnego, a siłę jej asymetrii wyznaczał współczynnik a = 1,142, podczas gdy przebieg dzienny krzywej B_0 charakteryzował się znaczną asymetrią prawostronną określoną współczynnikiem a = 1,338.

Mimo podobnego obrazu biegu dziennego wymiany ciepła w glebie, opisanego wartościami zmierzonymi B_Z i obliczonymi B_0, zmiany gęstości strumienia energii w okresie 1 godziny w poszczególnych porach dnia były znacznie zróżnicowane: dopołudniowy średni przyrost obliczonych wartości strumienia energii B_0 wynosił (w okresie od godz. 8^{00} do 11^{00}) około 28 $Wm^{-2}h^{-1}$, zaś spadek popołudniowy (między 13^{00} a 18^{00}) stanowił około 20 $Wm^{-2}h^{-1}$. Analogiczne dane odnośnie do wartości zmierzonych B_Z wynosiły około 56 $Wm^{-2}h^{-1}$ w okresie przyrostu gęstości strumienia ciepła w glebie (8^{00}- 11^{00}) i około 34 $Wm^{-2}h^{-1}$ w godzinach popołudniowych (13^{00}-18^{00}), gdy natężenie spadało.

Różnica czasu między terminem porannej zmiany kierunku strumienia względem powierzchni czynnej (tzn. rozpoczęciem się procesu nagrzewania gleby od jej powierzchni), wyznaczonym na podstawie wartości obliczonych a terminem wynikającym z wartości zmierzonych, była mniejsza niż analogiczna różnica odnosząca się do popołudniowo-wieczornej zmiany kierunku, kiedy rozpoczynał się odpływ energii z głębszych warstw gleby ku jej powierzchni.

Według obliczonych danych B_0 początek przenikania ciepła do gleby przypadał o około godzinę wcześniej niż to wskazują dane zmierzone B_Z (ryc. 5). Natomiast w godzinach popołudniowo-wieczornych zmiana kierunku strumienia, jak wykazują wartości zmierzone B_Z, następowała z 2,5-godzinnym opóźnieniem w odniesieniu do danych obliczonych B_0.

Z przebiegu krzywych ilustrujących na rycinach 1-4 wartości zmierzone B_Z można odczytać, że przenikanie energii do warstw gleby poniżej 1 cm rozpoczynało się przeciętnie między godz. 8^{00} a 8^{30}, a kończyło się przed godz. 20^{00}. Stąd - okres nagrzewania się głębszych warstw gleby od jej powierzchni - według wskazań strumieniomierzy - trwał nieprzerwanie około 11 godz. 45 min. Tymczasem krzywe wykreślone na podstawie wartości obliczonych (ryc. 1-4) pozwalają skonstatować, że okres nagrzewania się gleby był krótszy i trwał średnio nieco ponad 10 godzin (7^{15}-17^{30}).

Maksymalna dzienna gęstość strumienia energii płynącej w głąb gleby wynosiła według danych zmierzonych (średnia dla 4 dni) 225 Wm^{-2}, a według danych obliczonych - 102 Wm^{-2}. Maksimum absolutne (z okresu pomiarów) zmierzone strumieniomierzami osiągnęło 284 Wm^{-2} (16 VIII), a wyznaczone metodą pośrednią było znacznie niższe (108 Wm^{-2}), a poza tym stwierdzono je dzień wcześniej, bo 15 sierpnia.

http://rcin.org.pl

Przebieg dzienny wartości zmierzonych B_Z i obliczonych B_0 wykazał też znaczne różnice terminów występowania najwyższej gęstości strumienia energii w glebie. W trzech przypadkach (poza dniem 16 VIII) maksimum dzienne wartości B_0 odnotowano wcześniej o około 1-2 godziny niż w przypadku zmierzonych wartości maksymalnych, a w skrajnym przypadku różnica ta dochodziła do około 4 godzin (ryc. 4).

Obliczone wartości maksymalne gęstości strumienia ciepła w glebie w poszczególnych dniach nie występowały później niż po godzinie 13^{00}, podczas gdy najwyższe dzienne wartości zmierzone wypadały między godzinami 13^{00} a 15^{00}.

Z obrazu przebiegu dziennego średnich wartości B_Z i B_0 (ryc. 5) wynika, że w pierwszym przypadku maksimum gęstości strumienia ciepła w glebie zdarzało się przeciętnie około godziny 12^{40}, a w drugim - już około godziny 10^{40}.

Zmierzona za pomocą strumieniomierzy, średnia dla 4 dni, z okresu godzin 6^{40}-21^{40}, suma energii przepływającej przez poziom 1 cm w głąb gleby ($\overline{\Sigma B_Z}$) wynosiła 4,66 MJm^{-2}. Była to suma, na którą składały się zarówno zyski jak i straty spowodowane wypromieniowaniem ciepła z powierzchni gleby, w badanym przedziale czasowym. W poszczególnych dniach suma ta zmieniała się, a różnice z doby na dobę osiągały wartości od 0,05 MJm^{-2} (14/15 VIII) do 0,59 MJm^{-2} (15/16 VIII).

Tabela 3. Sumy dzienne (6^{40}-21^{40}) wartości B_Z i B_0 i promieniowania całkowitego $K\downarrow$ oraz stosunku $B_Z/K\downarrow$ i $B_0/K\downarrow$ w okresie od 14 do 19 sierpnia 1989r.

Mean daily (6^{40}-21^{40}) totals of values B_Z and B_0 and incoming short-wave radiation $K\downarrow$ and relationship $B_Z/K\downarrow$ and $B_0/K\downarrow$, 14 - 19 August 1989

Dzień	$MJ \cdot m^{-2} \cdot \tau^{-1}$ (6^{40}-21^{40})			B_Z/K %	B_0/K %
	B_Z	B_0	K		
14 VIII	4.59	1.58	18.31	25	9
15 VIII	4.64	2.15	18.32	25	12
16 VIII	5.03	2.02	16.02	31	13
19 VIII	4.41	2.03	16.78	26	12

http://rcin.org.pl

Obliczona metodą pośrednią analogiczna średnia z okresu 6^{40}- 21^{40} suma energii ΣB_o docierającej do niższych warstw gleby przez poziom 0,5 cm wynosiła tylko 1,94 MJm^{-2}, a jej zmienność między poszczególnymi kolejnymi dniami zawierała się w przedziale od 0,13 MJm^{-2} (15/16 VIII do 0,57 MJm^{-2} (14/15 VIII). Ilustruje to tabela 3.

Metoda pośrednia dała znacznie niższe wartości gęstości strumienia energii w glebie niż metoda bezpośredniego pomiaru. Dane odnoszące się do cytowanych w tabeli 3 czterech dni pozwalają stwierdzić, iż zmierzona instrumentalnie ilość ciepła w glebie przewyższała około 2,5 krotnie ilość wyznaczoną metodą pośrednią; w dniu 14 VIII (ryc. 1, tab. 3) suma dzienna ΣB_Z była nawet trzykrotnie wyższa od obliczonej ΣB_0.

W odniesieniu do dziennej (6^{40}- 21^{40}) sumy promieniowania całkowitego K↓ zmierzona suma ciepła pochłoniętego przez glebę stanowiła średnio 27%, podczas gdy suma ciepła obliczonego metodą pośrednią wynosiła tylko około 12% (tab. 3).

Stwierdzone w czasie badań różnice między zmierzonymi B_Z i obliczonymi B_0 wartościami strumienia ciepła w glebie charakteryzują się okresową zmiennością, zarówno co do znaku jak i modułu, co przedstawia krzywa rozkładu częstości ΔB_Z-B_0 na rycinie 6. Są to wartości średnie dla badanych czterech dni 14, 15, 16 i 19 VIII. Na rycinie tej pokazano również średni dzienny bieg promieniowania całkowitego K↓ .

Krzywa zmian dziennych ΔB_Z-B_0 ma postać zbliżoną do rozkładu normalnego, i - jak to można zobaczyć - jest zbliżona kształtem do krzywej promieniowania całkowitego K↓ . Wynika z tego wniosek, że w miarę wzrostu ilości ciepła dostarczanego do powierzchni gleby drogą promieniowania rośnie różnica w ocenie ilości energii związanej z wymianą ciepła w glebie, ocenie dokonanej instrumentalnie i sposobem pośrednim. Innymi słowy - im większe było promieniowanie całkowite K↓ , tym większa występowała rozbieżność między wartościami B uzyskanymi dwoma sposobami, określającymi strumień ciepła przewodzonego w glebie.

Ten związek różnicy ΔB_Z-B_0 z promieniowaniem całkowitym K↓ określa współczynnik korelacji $r_{\Delta B_Z - B_o, K\downarrow}$ =0,91. Według Guilforda (1960) jest to bardzo silny związek występujący między dwiema analizowanymi wartościami.

Związek strumienia ciepła w glebie z promieniowaniem całkowitym K↓ uwidoczniał się bardziej wyraźnie w przypadku, gdy strumień ten był mierzony niż w przypadku gdy wyznaczano go drogą pośrednią, co można zauważyć na rycinach: 1- 4. Chwilowe spadki gęstości strumienia promieniowania całkowitego K↓ , wywołane zmieniającym się zachmurzeniem nieba, najczęściej - choć nie zawsze (ryc. 1) - znajdowały odbicie w spadkach wartości zmierzonych B_Z. Na wartościach obliczonych B_0 te okresowe zmiany promieniowania zaznaczały w bardzo ograniczonym zakresie (ryc. 2, 3). Większy związek zmierzonych wartości strumienia ciepła w glebie B_Z z promieniowaniem całkowitym K↓ niż wartości obliczonych B_0 z K↓ wyznaczają też odpowiednie współczynniki korelacji: $r_{B_Z, K\downarrow}$ = 0,99, $r_{B_o, K\downarrow}$ =0,80.

http://rcin.org.pl

Porównując ilości energii wchłoniętej przez glebę w ciągu dnia, określone na podstawie pomiarów bezpośrednich i wyznaczonych sposobem pośrednim, można zauważyć rozbieżności dotyczące tendencji zmian zasobów energii w glebie (tab. 3). Na przykład sumy obliczone na podstawie zmierzonej strumieniomierzami gęstości energii w dniach 15 i 16 sierpnia wykazały, że zasób ciepła w glebie zwiększył się z doby na dobę o 0,39 MJm^{-2}, podczas gdy sumy wyznaczone sposobem pośrednim dla tego samego okresu świadczyły o stratach energii równych 0,13 MJm^{-2}. W tym przypadku obliczone pośrednio chwilowe wartości strumienia ciepła w glebie B_0 i sumy dzienne ΣB_0 bardziej korelowały z dziennymi sumami promieniowania całkowitego $K\downarrow$, które też wykazały spadek o 2,3 MJm^{-2}.

W opisanym wyżej przypadku dzienna suma energii pochłoniętej przez glebę (16 VIII), wyznaczona na podstawie pomiaru bezpośredniego, uzależniona była - jak widać - nie tylko od promieniowania całkowitego, ale również od innych czynników, czego metoda pośrednia nie ujawniła.

Z rycin 1- 6 wynikają również informacje o występowaniu w ciągu dnia szczególnych momentów, kiedy zmierzone i obliczone wartości strumienia energii w glebie były sobie równe ($B_Z = B_0$), zarówno co do znaku (kierunku strumienia energii), jak i do modułu (gęstości), co miało miejsce zwykle około godziny 8^{50} (tab. 4). Zmierzona i obliczona gęstość strumienia energii przyjmowała wówczas wartość z przedziału 25-50 Wm^{-2} i zdarzała się przy promieniowaniu całkowitym równym około 270 Wm^{-2}.

Drugi moment równych sobie wartości ($B_Z = B_0$) zdarzał się w okresie nocnym pomiędzy godzinami 21^{00} a 6^{00} i dlatego nie jest on widoczny na omawianych rycinach (w nocy pomiarów nie prowadzono), chociaż w dniu 14 VIII (ryc. 1) moment ten można dostrzec około godziny 21^{00}.

Można również stwierdzić, że w godzinach wieczornych (po godz. 19^{00}) przy wartościach promieniowania całkowitego $K\downarrow$ niższych średnio od 100 Wm^{-2} (ryc. 5) obliczone "dodatnie" wartości strumienia ciepła z gleby ku powierzchni były większe niż "ujemne" wartości zmierzone (strumienia skierowanego w głąb gleby); podobny stan zaznaczył się również przed godziną 8^{00} rano.

Jednak w ciągu dnia, kiedy promieniowanie całkowite $K\downarrow$ przekraczało średnio gęstość 200 Wm^{-2}, zmierzone wartości B_Z zdecydowanie przeważały nad obliczonymi B_0; o innych okresowych średnich dziennych zmianach różnicy ΔB_Z-B_0 mówią dane przytoczone w tabeli 4.

http://rcin.org.pl

Tabela 4. Terminy występowania i czas trwania różnych stosunków występujących między zmierzonymi i obliczonymi wartościami gęstości strumienia ciepła w glebie w Gyzden (wartości średnie)

Hours of occurrence and length of time of the different relationships between measured and calculated values of the soil heat flux density at Gyzhden (mean values)

Δ BZ-B0	Godzina, czas trwania
$\lvert +B_Z \rvert > \lvert +B_0 \rvert$	do około godziny 6^{50}
$\lvert +B_Z \rvert > \lvert -B_0 \rvert$	od około 6^{40} do około 7^{40}
$\lvert +B_Z \rvert = \lvert -B_0 \rvert$	około godziny 7^{40}
$\lvert +B_Z \rvert < \lvert -B_0 \rvert$	od około 7^{40} do około 8^{00}
$\lvert -B_Z \rvert < \lvert -B_0 \rvert$	od około 8^{00} do około 8^{50}
$\lvert -B_Z \rvert = \lvert -B_0 \rvert$	około godziny 8^{50}
$\lvert -B_Z \rvert > \lvert -B_0 \rvert$	od około 8^{50} do około 17^{20}
$\lvert -B_Z \rvert > \lvert +B_0 \rvert$	od około 17^{20} do około 19_{00}
$\lvert -B_Z \rvert = \lvert +B_0 \rvert$	około godziny 19^{00}
$\lvert -B_Z \rvert < \lvert +B_0 \rvert$	od około 19^{00} do około 19^{45}
$\lvert +B_Z \rvert < \lvert +B_0 \rvert$	od około godziny 19^{45}

Ze wszystkich faktów przytoczonych wyżej wynika, że wartości strumienia ciepła zmierzone strumieniomierzami i wyznaczone drogą pośrednią dostarczają - dla pewnych pór doby - sprzecznych informacji o aktualnym kierunku przepływu energii (względem powierzchni czynnej), rozbieżnie wskazują na tendencje okresowych zmian sum ciepła pochłoniętego przez glebę, inaczej przedstawiają wartości chwilowe, maksymalne i średnie gęstości strumienia energii w glebie, inaczej wyznaczają długość okresów pochłaniania i okresów oddawania energii z gleby, a różnice między tymi wartościami są duże i statystycznie istotne oraz ulegają w ciągu dnia systematycznym zmianom związanym - między innymi - z natężeniem promieniowania całkowitego.

http://rcin.org.pl

4. Dyskusja wyników

Na podstawie uzyskanych wyników pomiarów strumienia energii w glebie z zastosowaniem dwóch różnych sposobów wyznaczania wartości tego strumienia nasuwają się następujące zasadnicze pytania:

1) który z przyjętych w naszych badaniach sposobów jest poprawny, a uzyskane rezultaty odpowiadają rzeczywistości ?,

2) jaka jest przyczyna powstawania różnicy ΔB_Z-B_0 między zmierzonymi i obliczonymi wartościami strumienia energii w glebie ?

Studia porównawcze prowadzone przez różnych autorów w tym zakresie i ich rezultaty przedstawione w obszernej literaturze (Bespalov 1960, 1962; Gerhardt 1957; Golubev i Pavlov 1961; Kaganov i Sanojan 1967; Kaluž̌naja, Kaluž̌nyj i Romanov 1969; Lechtveer 1974; Pavlov 1965, 1965a; Portman 1957; Rhoades 1957; Suomi 1957 i wielu innych) nie udzielają jednoznacznej odpowiedzi na postawione pytania.

Należy tu wyjaśnić, że wielu różnych autorów już 30-40 lat temu rozwiązywało wspomniane wyżej problemy; powstawały one z chwilą wprowadzania strumieniomierzy do techniki pomiarów strumienia ciepła w glebie, jako alternatywy stosowania metody pośredniej. Przede wszystkim miało to miejsce w Europie zachodniej, Australii i Ameryce.

Ogłaszane tam wówczas drukiem wyniki badań porównawczych zmierzonych i obliczonych pośrednio wartości strumienia ciepła w glebie są więc pracami dość starymi.

Tymczasem na obszarze byłego ZSRR, a także i w Polsce, strumieniomierze były (i nadal są) stosowane zupełnie sporadycznie, a - na przykład - na stacjach meteorologicznych w Rosji od wielu lat obowiązuje metoda pośrednia ("pojemnościowa") wyznaczania gęstości strumienia ciepła przewodzonego molekularnie w glebie (*Rukovodstvo...*, 1964). Toteż z odpowiednim opóźnieniem rozpoczęła się tutaj dyskusja dotycząca możliwości i celowości wyznaczania strumienia ciepła w glebie metodą bezpośredniego pomiaru i podczas gdy na "zachodzie" aktualnie ona zanika, to w literaturze rosyjskojęzycznej jest ona nadal żywa i obszerna, w miarę rozpowszechniania stosowalności strumieniomierzy w badaniach struktury bilansu cieplnego powierzchni czynnej.

Wśród istniejących publikacji panuje zgodna opinia, że obie metody dają wyniki - w mniejszym lub większym stopniu - różniące się co do wartości bezwzględnych i że różnica ΔB_Z-B_0 charakteryzuje się cykliczną zmiennością w naturalnym okresie jakim jest doba (Gerhardt 1957; Kaganov i Sanojan 1967; Lechtveer 1974; Portman 1957) Jednakże w odniesieniu do pytania, który z tych dwóch sposobów daje wartości rzeczywiste - w tym zakresie nie ma jedności poglądów.

Kilku ze wspomnianych dla przykładu autorów (Gerhardt 1957; Lechtveer 1974; Portman 1957) stwierdza, że ogólnie w okresie "dziennym" (tzn. gdy $B<0$), zresztą o bardzo zróżnicowanej długości, zmierzone wartości strumienia energii B_Z są większe niż wartości obliczone B_0, a względna różnica, w zależności od przyjętego sposobu obliczenia B_0, może wahać się od 45 do

http://rcin.org.pl

60 % (Lechtveer), bądź stanowi około 70% (Gerhardt) lub około 90% (Portman). W pozostałej części doby wartości obliczone strumienia ciepła B_0 są większe niż zmierzone B_Z i wówczas wartości B_Z stanowią od 45 do 85% wartości B_0 (Lechtveer) lub 78% (Portman).

Dane cytowane z pracy Lechtveera są zresztą kontrowersyjne. Poza przytoczonymi wyżej liczbami, zaczerpniętymi z tabel w jego publikacji (tab. 4, s. 85), można tam przeczytać i takie opinie (s. 84): "Wartości uzyskane za pomocą strumieniomierzy, z teoretycznego punktu widzenia powinny być **większe** niż wartości strumienia ciepła uzyskane metodą obliczeniową opierającą się na zmianie pojemności cieplnej gleby" (cytat Lechtveera za Legotiną i Cejtinem). I nieco dalej (s. 84-85): "Wartości pochodzące z pomiarów strumieniomierzami zainstalowanymi w glebie na różnych głębokościach powinny być **mniejsze** niż wartości obliczone według metody uwzględniającej zmiany pojemności cieplnej, wskutek tego, że stosując w pomiarach strumieniomierze nie uwzględnia się warstwy gleby (nie uwzględnia się ciepła w warstwie gleby - przyp. *J.Skoczek*) znajdującej się ponad nimi. Z naszych danych można wysnuć wniosek, że strumieniomierze dają zaniżone wartości. W okresie wiosennym wartości zmierzone strumieniomierzami są 1,5-2,0 razy niższe niż wartości obliczone".

Tymczasem badania przeprowadzone przez Gerhardta (1957) na podstawie znajomości przewodnictwa cieplnego gleby λ i pionowego gradientu temperatury gleby $\delta T/\delta z$ (a więc zasady, według której działają również strumieniomierze, ale ze stałą wartością λ), czyli gdy:

$$B_{z'} = -\lambda \cdot \frac{\partial T}{\partial z} \tag{6}$$

wykazały, że w ciągu dnia wartości B_Z' są większe niż wartości B_Z o około 20%. Gdy natomiast wartości B_0 są wyznaczone na podstawie danych dotyczących pojemności cieplnej gleby i zmiany jej temperatury T (patrz wzór (1)) wówczas w ciągu dnia stanowią one tylko 70% wartości B_Z zmierzonych instrumentalnie . Stosunek ten ulega zmianie w okresie nocy.

Golubev i Pavlov (1961), prowadząc porównawcze pomiary strumieni B_Z i B_Z' w analogiczny sposób jak Gerhardt (tzn. stosując wzór (6)) wykazali, że średni błąd względny wartości B_Z w stosunku do wartości B_Z' stanowi tylko 15% i odpowiada liczbowo mniej więcej błędowi oceny współczynnika przewodnictwa cieplnego gleby λ. Tym samym kwestionują oni rezultaty badań Kaganova i Rozenštoka (1960), którzy posługując się tymi samymi typami strumieniomierzy ŁTIHP (Leningradzki Instytut Techniczny Przemysłu Chłodniczego) i tą samą metodą obliczeniową co Golubev i Pavlov stwierdzili, że wartości B_Z stanowią zaledwie 30% rzeczywistych wartości B_Z' ocenionych pośrednim sposobem obliczeniowym.

Do interesującego wniosku doszedł Suomi (1957) stwierdzając, że w ciągu godzin popołudniowych i wieczornych (14^{00}-23^{00}) wartości obliczone gęstości strumienia ciepła w glebie B_0 są zawsze większe niż zmierzone B_Z, a różnica względna wynosi od kilku do kilkunastu procent. Odwrotnie więc, niż wcześniej wspomniani autorzy, zauważa, że zmierzone wartości gęstości strumienia energii w glebie B_Z są większe tylko w nocy i w godzinach dopołudniowych.

http://rcin.org.pl

Dla odmiany Kaganov i Sanojan (1967) konkludują, że tylko w godzinach popołudniowych wartości B_Z są większe niż wartości B_0 obliczone sposobem podanym przez Cejtina (1956)[1]; w pozostałym okresie doby wartości B_0 są większe od wartości B_Z o około 20-25%.

Natomiast Kalužnaja i inni (1969) oceniają ogólnie (s. 173), że wartości B_Z są mniejsze od wartości B_0 o około 30%.

W pracy Biespalova (1962), który obliczył strumień ciepła w glebie na podstawie wzoru (6) i porównał go z wartościami zmierzonymi strumieniomierzem, wyrażona jest opinia, że wynikłe różnice między B_Z i B_Z' są nieznaczne, leżą w granicach dokładności obliczenia współczynnika przewodnictwa cieplnego gleby λ i określa je zależność:

$$\Delta B = B_Z - B_Z' = (8 + 14\,\delta T/\delta z)\,10^{-5}\ cal\ cm^{-2}s^{-1}.$$

Na niewielką różnicę między bezwzględnymi wartościami zmierzonymi B_Z i obliczonymi B_0 strumienia energii w glebie wskazuje również praca Rozenštoka i Struzera (1962). Ważne też jest stwierdzenie przez nich istotnego opóźnienia między dwiema sinusoidami obrazującymi przebieg dobowy wartości B_Z i B_0 (tzw. opóźnienia fazowego). W przypadku strumieniomierza zainstalowanego na głębokości 2 cm cykl dobowy przebiegu wartości B_Z występował z jednogodzinnym wyprzedzeniem przed cyklem dobowym wartości B_0. W glebie stanowiącej glinę ciężką wartości B_Z zmierzone na głębokości 5 cm pozwoliły stwierdzić przesunięcie fazy w stosunku do wartości obliczonych B_0 wynoszące mniej niż 1 godzinę, gdy tymczasem w glebie piaszczystej przesunięcie to wynosiło już od 2 do 4 godzin. Na tej podstawie Rozenštok i Struzer wysunęli wniosek, że w glebach o małych wartościach przewodnictwa temperaturowego k[2] strumieniomierze - w celu zmniejszenia przesunięcia fazy - nie powinny być zakładane płycej niż na głębokości 2 cm.

Niewątpliwie jednym z podstawowych czynników decydujących o wielkości różnicy między zmierzonymi B_Z i obliczonymi B_0 wartościami jest typ używanego w pomiarach strumieniomierza. Z tego względu celowe jest przytoczenie nieco informacji na ten temat, które ułatwią zrozumienie powstających różnic między wartościami zmierzonymi i obliczonymi strumienia ciepła w glebie i ułatwią analizę porównawczą tych wartości.

Do przedstawionych wyżej pomiarów strumienia ciepła w glebie sposobem bezpośrednim używano różnych strumieniomierzy. Gerhardt (1957) - na przykład - posługiwał się strumieniomierzem typu Albrechta oraz typu Giera i Dunkle'a. Tym ostatnim dokonywał pomiarów również Rhoades (1957). Monteith (1958) i Suomi (1957) zastosowali strumieniomierz typu Deacona, Halliwell i Rouse (1958) strumieniomierz firmy Middleton. Na obszarze byłego ZSRR

[1] Jest to metoda "pojemnościowa" z zastosowaniem współczynnika przewodnictwa temperaturowego k; patrz także wzór (7).

[2] Współczynnik przewodnictwa temperaturowego gleby wyraża stosunek współczynnika przewodnictwa cieplnego gleby do jej objętościowej pojemności cieplnej: $k = \lambda / C$.

Na gęstość strumienia ciepła w glebie B wpływa on w ten sposób, że małe jego wartości hamują pionowy przepływ ciepła przez glebę, zaś wartości większe - przenikanie ciepła intensyfikują.

http://rcin.org.pl

używano najczęściej strumieniomierzy typu ŁTIHP (Golubev i Pavlov 1961; Kaganov i Rozenštok 1960, 1961, 1962), typu Instytutu Zmarzlinoznawstwa (Pavlov 1965) i typu Instytutu Agrofizycznego - AFI (Kalužnaja i inni 1969; Kaganov i Rozenštok 1962; Lechtveer 1973, 1974). Stosowano także inne typy - na przykład typ Głównego Obserwatorium Geofizycznego - GGO (Dubrovin 1972; Begov, Orlovskij i Simonov 1972) oraz typy opisane w pracach Kolesnikova i Speranskoj (1958), czy też Bespalova (1960).

Wszystkie te strumieniomierze różnią się: kształtem, ciągłą bądź perforowaną powierzchnią, jej wielkością, grubością, rodzajem i ilością termoelementów, rodzajem tworzywa stanowiącego powierzchnię strumieniomierza (a więc wartością współczynnika przewodnictwa cieplnego przyrządu), stopniem dokładności wskazań przyrządu i jego stałą czasową (inercją).

Można przytoczyć informację, że strumieniomierz rosyjski AFI daje wynik z dokładnością 10 % (Kaganov i Sanojan 1967), podczas gdy strumieniomierz firmy Thermonetics Corporation (USA) strumień ciepła wyznacza z dokładnością do $\pm$ 1% (Monteith 1972).

Oprócz materiału tworzącego powłokę zewnętrzną strumieniomierza, która decyduje o współczynniku przewodnictwa cieplnego przyrządu (mającego zasadniczy wpływ na mierzoną wielkość), nie mniej ważnym czynnikiem jest inercja; może się ona zawierać, w zależności od rodzaju strumieniomierza, w przedziale od jednej sekundy do wielu minut. Wielkość inercji wynika między innymi z grubości strumieniomierza; według Bespalova (1960) zwiększenie jej z 6 mm do 10 mm powiększa inercję strumieniomierza z kilkudziesięciu sekund do 20-25 minut.

Doświadczenia przeprowadzone przez Pavlova (1965a) z zastosowaniem strumieniomierzy typu ŁTIHP i typu Instytutu Zmarzlinoznawstwa (oba strumieniomierze założone na głębokości 2 cm) wykazały przesunięcie czasowe obu krzywych względem siebie (tzw. przesunięcie fazy), ilustrujących dobową wymianę energii w glebie, o kilka godzin, a spowodowane to zostało różną inercją obu strumieniomierzy.

Ta różnorodność używanych w badaniach strumieniomierzy daje oczywiście zróżnicowanie zmierzonych wartości natężenia strumienia ciepła, co zostało wykazane w wielu publikacjach.

Pavlov (1965a) powiada, że gęstość strumienia ciepła na głębokości 5 cm w glebie gliniasto-piaszczystej mierzona strumieniomierzami typu ŁTIHP oraz strumieniomierzami typu Instytutu Zmarzlinoznawstwa różniła się - przy uwzględnieniu przesunięcia czasowego obu krzywych przebiegu dobowego względem siebie - o 5-6 %.

Bardziej wszechstronne próby dokonane przez Gerhardta z użyciem strumieniomierzy typu Albrechta i typu Giera i Dunkle'a też wykazały znaczne różnice w zmierzonych wartościach gęstości strumienia energii w glebie, wynikające z odrębnych właściwości fizycznych obu przyrządów. W skrajnych przypadkach (w godzinach południowych) wartości pochodzące ze strumieniomierza Albrechta przewyższały o trzecią część wartości uzyskane strumieniomierzami Giera i Dunkle'a.

http://rcin.org.pl

Z wymienionych wyżej technicznych właściwości strumieniomierzy największe znaczenie dla prawdziwości wyników pomiarów ma współczynnik przewodnictwa cieplnego strumieniomierza (λ_s). Praktycznie - w żadnych polowych warunkach nie jest on równy współczynnikowi przewodnictwa cieplnego gleby (λ_g), gdyż ten ostatni uzależniony jest od wielu czynników, między innymi od wilgotności gleby i wraz z jej okresowymi wahaniami zmienia swoją wartość, gdy tymczasem wartość λ_s strumieniomierza jest stała. Strumieniomierz umieszczony w glebie stanowi więc w niej ciało obce o innych niż gleba właściwościach cieplnych, zakłócając naturalne przewodzenie molekularne strumienia energii.

Kolesnikov i Speranskaja (1958), a także Halliwel i Rouse (1987), Suomi (1957), Bespalov (1962), Tanner (1963), Philip (1961) i inni uważają, że błąd w wynikach pomiarów będzie tym większy im większa różnica występuje między współczynnikiem przewodnictwa cieplnego gleby i materiału, z którego zbudowany jest strumieniomierz. Błąd ten jest największy w przypadku, gdy przewodnictwo cieplne gleby jest większe niż przewodnictwo cieplne przyrządu. Z tego względu zalecane jest stosowanie takich powłok strumieniomierzy, których współczynnik przewodnictwa cieplnego przewyższa wartość współczynnika cieplnego gleby (Philip 1961).

Odnośnie do strumieniomierzy SOJO zastosowanych w naszych badaniach w Mołdawii można ocenić, że warunek ten został spełniony, gdyż wartość współczynnika λ_s dla strumieniomierzy SOJO (λ_s = 0,6 - 0,8 $Wm^{-1}K^{-1}$) przewyższała wartość λ_g gleby na stanowisku pomiarowym (λ_g = 0,19 $Wm^{-1}K^{-1}$), wyznaczoną na podstawie zależności $\lambda = Ck$ (z danych dotyczących współczynnika przewodnictwa temperaturowego k i pojemności cieplnej gleby C podanych w pracach Konstantinovej i innych (1990).

Istotnym elementem w systemie instrumentalnych pomiarów gęstości strumienia ciepła w glebie jest sposób umieszczania w niej strumieniomierza. Można tego dokonywać kopiąc tzw. szurf i wciskając w jego boczną ściankę strumieniomierz [np. Begov, Orlovskij i Simonov 1972) lub zdejmując z powierzchni pewną warstwę ziemi i wkładając w glebę strumieniomierz, który następnie zostaje przykryty wyciętą warstwą ziemi (np. Rhoades 1957), czy też układając strumieniomierz na powierzchni gleby i przysypując go cienką warstwą ziemi [np. Lechtveer 1974]. Niestety, w istniejącym piśmiennictwie brak jest danych na temat, który z podanych sposobów umieszczenia płytki w glebie najmniej zaburza warunki naturalne.

Nie mniej ważny dla wyników pomiarów jest okres, który upływa od momentu zainstalowania strumieniomierza w glebie do momentu rozpoczęcia pomiarów. W tym przypadku chodzi o zaistnienie dobrego kontaktu między przyrządem a środowiskiem glebowym (ścisłe przyleganie cząsteczek glebowych do powierzchni strumieniomierza). W tej sprawie doświadczenie i opinie wielu autorów są odmienne.

W większości prac ekspedycyjnych pomiary strumienia ciepła w glebie są rozpoczynane zaraz po usytuowaniu strumieniomierza w glebie lub po upływie kilku godzin. Mniej przypadków stanowią takie badania , w których pomiary rozpoczynają się po kilku dniach czy też dwóch-trzech tygodniach. Są to przede wszystkim prace prowadzone w warunkach stacjonarnych.

http://rcin.org.pl

Na przykład na Stacji Bilansu Cieplnego Zakładu Klimatologii IGiPZ PAN w Borowej Górze pomiary z użyciem strumieniomierzy rozpoczynano po upływie miesiąca (Skoczek 1984). Natomiast Pavlov (1965) dopiero po upływie pół roku od chwili włożenia przyrządu do gleby przeprowadził pierwsze pomiary.

Można przyjąć hipotezę, z dużym stopniem prawdopodobieństwa sprawdzalności, że wyniki pomiarów gęstości strumienia ciepła, przeprowadzone wkrótce po założeniu strumieniomierza do gleby, są obarczone większym błędem niż wyniki pomiarów wykonanych po dłuższym okresie karencyjnym.

Wszystko co powiedziano wyżej o strumieniomierzach i ich zastosowaniu w badaniach ma na celu wykazanie, że w zależności od rodzaju użytego przyrządu można oczekiwać różnych wartości strumienia ciepła w glebie. Tak więc typ strumieniomierza jest pierwszym czynnikiem determinującym większe bądź mniejsze różnice między zmierzonym a obliczonym strumieniem energii w glebie.

Drugim czynnikiem wpływającym na powstawanie różnic między wartościami B_Z i B_O jest sposób wyznaczenia strumienia ciepła w glebie sposobem pośrednim.

W latach 1950-1953 w byłym ZSRR Cejtin (1953, 1956) opracował metodę obliczania strumienia ciepła w glebie w oparciu o znajomość pojemności cieplnej gleby, jej temperatury i współczynnika przewodnictwa temperaturowego; metodę tę wyraził wzorem:

$$B = \frac{\overline{C}}{\tau} \cdot \left(\overline{S_1} - \frac{\overline{k}}{H_1 - H_2} \cdot S_2 \right) \tag{7}$$

gdzie:

$\overline{C}$ - średnia dla 20-centymetrowej warstwy gleby jej objętościowa pojemność cieplna,

τ - okres, dla którego wyznacza się średnią wartość B,

$\overline{k}$ - średnia dla 20-centymetrowej warstwy gleby wartość jej współczynnika przewodnictwa temperaturowego,

H_1 i H_2 - ustalone poziomy pomiarowe w 20-centymentrowej warstwie gleby H,

$\overline{S_1}$ - średnia zawartość ciepła w warstwie H i okresie τ,

S_2 - strumień ciepła przepływający poniżej poziomu H_2.

Parametr S_2 zależy od średniego przewodnictwa cieplnego całej badanej warstwy gleby i od różnicy temperatury na głębokościach H_1 i H_2, przypadającej na jednostkę głębokości. Gdy obliczenia strumienia ciepła w glebie przeprowadza się z wykorzystaniem jej temperatury mierzonej na standardowych głębokościach 5, 10, 15 i 20 cm wówczas H_1 równa się 20 cm, a H_2 wynosi 10 cm (*Rukovodstvo* ... 1964).

Tę dość złożoną - pod względem procedury obliczeń współczynnika k (Fan 1965) - metodę uprościł Rusin (1955), proponując następujący wzór:

$$B = \frac{\overline{C}}{\tau} \cdot \overline{S_1} \tag{8}$$

http://rcin.org.pl

(oznaczenia jak wyżej), wskazując, że wyniki obliczeń strumienia ciepła w glebie dokonane z zastosowaniem wzorów (7) i (8) różnią się między sobą tylko o 5-10 % (Rusin 1955).

Tymczasem obliczenia strumienia ciepła w glebie dokonane później przez Brojdo i Suboča (1958) za pomocą obu wzorów (7) i (8), na obszernym materiale zebranym na stacjach w Koltuši i Kamiennaja Step (w lipcu 1951 r.) i Dubovskaja (w lipcu 1953 r.), wykazały, że wartości uzyskane przez zastosowanie wzoru (8) częściej są zaniżone niż zawyżone względem wartości obliczonych wzorem (7), a średnie względne odchylenie wartości pierwszych od drugich często przekracza 30 %.

W okresie doby wartości średniego względnego odchylenia zmieniają się, przy czym nie stwierdzono zgodności czasowej odnośnie do występowania wartości najwyższych i najniższych na tych porównywanych stacjach. Na przykład, gdy na stacji Dubovskaja średnie względne odchylenie między wartościami strumienia ciepła w glebie obliczonymi wzorami (7) i (8), dla okresu między godzinami 4^{00} a 7^{00}, wynosiło 78 % (stanowiąc maksimum dobowe), to w tym samym czasie (godziny 4^{00}-8^{00}) na stacji w Kołtuši osiągało ono 8 % (zbliżając się do minimum dobowego).

W świetle tych porównań należy z odpowiednią ostrożnością podchodzić do sposobu obliczeń strumienia energii w glebie opisanego wzorem Rusina; należy zaznaczyć, że od roku 1960 (Fan, 1965) sposób ten obowiązuje na sieci stacji meteorologicznych działających na terytorium byłego ZSRR (*Rukovodstvo* ... 1964), zastępując wcześniejszy wzór Cejtina.

Trudności związane z wyznaczeniem wartości współczynnika przewodnictwa teperaturowego gleby *k*, znajdującego się we wzorze (7) Cejtina, doprowadziły Syčeva (1954) do znalezienia innego sposobu obliczania energii cieplnej w glebie. Mianowicie zmodyfikował on wzór Štokmana (Brojdo i Suboč 1957) stosowany do określania składników bilansu cieplnego morza (!) - lecz jak to zauważają obaj autorzy - sposób ten "... należy stosować z dużą ostrożnością" (Brojdo i Suboc 1957, s. 94), gdyż otrzymane za jego pomocą wyniki są tylko dużym przybliżeniem rzeczywistości.

Istotnie, przytoczone dane porównawczych obliczeń strumienia B_0 sposobem Syčewa (B_{0S}) i metodą Cejtina (B_{0C}) wykazują znaczne różnice. Chwilowe wartości B_{0S} są wyższe niż wartości B_{0C}. Badania przeprowadzone na stacjach Pachta Arał i Kamennaja Step oraz w lipcu 1952 r. na stacji Koltuši (Brojdo i Suboč 1957) wykazały, że chwilowe wartości gęstości strumienia ciepła w glebie B_{0S} i B_{0C} w godzinach południowych różniły się między sobą nawet dziesięciokrotnie (!). Dla tego okresu doby średnie względne odchylenie wartości B_{0S} od wartości B_{0C} sięgało 150 % (stacja Koltuši). Co się zaś tyczy sum dobowych wymiany ciepła w glebie to dla pewnych dni $\Sigma dobB_{0S}$ były wyższe niż sumy $\Sigma dobB_{0C}$, natomiast w innych przypadkach sytuacja była odwrotna. Obliczone i porównywane sumy dobowe różniły się nie tylko wartościami bezwzględnymi, ale również znakami wskazującymi na zyski lub straty energetyczne.

http://rcin.org.pl

Wnikliwą analizę dokładności obliczeń strumienia ciepła w glebie za pomocą wzoru (8) przedstawił Fan (1965). Rozważając błędy systematyczne i przypadkowe związane z określeniem objętościowej pojemności cieplnej C i ze zmianą zawartości ciepła S_1 w badanej warstwie gleby doszedł do wniosku, że błąd względny oceny strumienia ciepła w glebie przyjmuje największą wartość w okresie dziennym, wynosząc około 42 %, zaś rzeczywista wartość przeciętna błędu względnego dla tej pory doby jest niższa i zawiera się w przedziale 25-30 %; średni absolutny błąd stanowi wówczas od 14 do 21 Wm^{-2}.

Należy tutaj wspomnieć, że Savikovskij i Brojdo (1969), a także Brojdo, Goldman, Lagutina i Esik (1971) zwracają uwagę na błąd powstający w obliczeniach średniej dla dekady dobowej sumy ciepła w przypadku, gdy oblicza się ją na podstawie wzoru (8) i zależności:

$$\overline{\Sigma B_{dob}} = 1440 \cdot \overline{B_{dob}} \tag{9}$$

- ten sposób obliczeń obowiązuje zaś na sieci stacji meteorologicznych w byłym ZSRR.

Wymienieni autorzy podają - ich zdaniem bardziej prawidłowy - sposób wyznaczania tej sumy, a mianowicie:

$$\overline{\Sigma B_{dob}} = \overline{C_{dek}} \cdot \sum_{\tau=0}^{\tau=\tau} \cdot \overline{S_{1_{dob}}} \tag{10}$$

gdzie:

$\overline{C}$— średnia dekadowa wartość objętościowej pojemności cieplnej 20- centymetrowej warstwy gleby.

W konkluzji stwierdzają oni, iż obliczone przy użyciu wzoru (9) i (10) średnie dla dekady sumy dobowe nagromadzonego w glebie ciepła zwykle różnią się między sobą od 5 do 10 razy (!), a niekiedy różnią się również znakami oznaczającymi zyski lub straty energii.

Różnice między obliczonymi w odmienny sposób wartościami strumienia ciepła w glebie B_0 dotyczą nie tylko krótkich okresów czasu (godziny, doby), ale przejawiają się także w wartościach średnich dla dekady, miesiąca i roku. Przykład tego znajduje się w pracy Voroniny (1971), która dla czerwca i lipca w okresie 1965-1967, dla 45 stacji meteorologicznych regionu północnej Kulundy (obwód nowosybirski) stwierdziła, że sumy dekadowe i sumy miesięczne energii zmagazynowanej w glebie, obliczone według instrukcji Glawnoj Geofiziczeskoj Obserwatorii (*Rukovodstvo* ... 1964) i według metody opracowanej w Ukraińskim Naukowo-Badawczym Instytucie Hydrometeorologicznym różnią się średnio od 100 do 350 %.

Do tej pory omówiono prace dotyczące wyznaczania metodą obliczeniową średnich - dla pewnych przedziałów czasu - wartości strumienia ciepła w glebie. Jeśli zaś chodzi o wartości chwilowe to - jak podaje instrukcja (*Rukovodstvo* ... 1964) - otrzymuje się je w wyniku podzielenia danych otrzymanych wzorem:

http://rcin.org.pl

$$B(\tau) = \int_{t=0}^{t=t} \cdot B(\xi) \cdot \xi z = -\overline{C} \cdot \overline{k} \cdot \int_{t=0}^{t=t} \cdot \frac{\Delta T(z, \xi)}{\Delta z} \Big|_{z=0} d\xi \tag{11}$$

przez czas upływający między momentami: $t = 0$ i $t = t$, uzyskując:

$$B(t) = -C \cdot k \cdot \frac{\Delta T(z, t)}{\Delta z} \Big|_{z=0} \tag{12}$$

gdzie:

ξ - oznacza przedział czasu między pomiarami T.

Przy okazji należy zauważyć, że wzór (11) jest pewną modyfikacją wzoru (7).

Przestawiony wyżej sposób oznaczania wartości chwilowych został poddany krytycznej analizie przez Legotinę i Cejtina (1972); odnosi się to szczególnie do przypadków, gdy pomiary temperatury gleby dokonywane są w odstępach 3-godzinnych (w dzień) i 6-godzinnych (w nocy).

W miejsce wzoru (12) do wyznaczenia wartości chwilowych B_0 wspomnieni autorzy zaproponowali zależność:

$$B(t) = c \cdot \int_0^H \cdot \frac{\Delta T(z, t)}{\Delta t} \cdot m(z) \cdot dz - C \cdot k \cdot \frac{T(H, t) - T(h, t)}{(H - h)} \tag{13}$$

gdzie: $m(z)$ równa się 1 przy $0 \leq z \leq h$ oraz równa się $(H-z)/(H-h)$ przy $h \leq z \leq H$),

H - pewna graniczna głębokość w badanej warstwie gleby,

h - pewna głębokość pośrednia w badanej warstwie gleby,

z - głębokość ($z = 0$ = powierzchnia gleby).

Pierwsza składowa we wzorze (13) opisuje zawartość ciepła w wierzchniej warstwie gleby, zaś druga - strumień ciepła przepływający przez poziom: $z = H$. Obliczanie tej drugiej, jak piszą autorzy (Legotina i Cejtin 1972, s. 93) "... nie przedstawia żadnych trudności" (?), co jest o tyle dyskusyjne, iż w jej skład wchodzi współczynnik przewodnictwa temperaturowego.

Natomiast składową pierwszą, oznaczoną symbolem $D(t)$, wyznacza się na podstawie pomiarów temperatury gleby na głębokościach $z = 0{,}5$, 10, 15 i 20 cm i przy założeniu, że H = 20 cm, a h = 10 cm:

$$D(t) = H \cdot \left[0.082 \cdot \frac{\Delta T(z, t)}{\Delta t} \Big|_{z=0} + 0.333 \cdot \frac{\Delta T(z, t)}{\Delta t} \Big|_{z=5} \right] + \tag{14}$$

$$+ H \cdot \left[0.175 \cdot \frac{\Delta T(z, t)}{\Delta t} \Big|_{z=10} + 0.156 \cdot \frac{\Delta T(z, t)}{\Delta t} \Big|_{z=15} \right] +$$

$$+ H \cdot \left[0.0042 \cdot \frac{\Delta T(z, t)}{\Delta t} \Big|_{z=20} \right]$$

http://rcin.org.pl

Tak więc dla obliczenia składowej $D(t)$ konieczne jest wyznaczenie pochodnych - względem czasu - temperatury gleby na wszystkich poziomach pomiarowych. Przy częstych pomiarach temperatury pochodne te można otrzymać z wykresów przedstawiających jej zmienność czasową; przy obserwacjach wykonywanych rzadziej - drogą aproksymacji dobowego przebiegu temperatury (na odpowiedzniej głębokości) - szeregiem Fouriera.

Porównanie danych liczbowych otrzymanych w wyniku zastosowania wzorów (11), (12) i (14) wykazało znaczącą różnicę między obliczonymi wartościami strumienia B_0; szczególnie - między danymi uzyskanymi z wzorów (12) i (14) w okresie od godziny 8^{00} do 13^{00} i z wzorów (11) i (14) w okresie od godziny 10^{00} do 20^{00}. W tym ostatnim przypadku wartości strumienia B_0 wynikające ze wzoru (11) przewyższały średnio o 15 % wartości obliczone wzorem (14).

Prowadzący badania wymiany ciepła w glebie w regionie podmoskiewskim Averkeev (1960) doszedł do wniosku, że wyznaczenie wartości strumienia ciepła w glebie metodą pośrednią bazującą na wzorze (8) w rozwiniętej postaci:

$$B_0 = \int_0^H \cdot \bar{C} \cdot (T_2 - T_1)_z \cdot dz \tag{15}$$

(gdzie: T_1 i T_2 - temperatura gleby na początku i na końcu okresu τ na różnych głębokościach z, H - grubość warstwy gleby, poniżej której notuje się jej stałą dobową temperaturę) jest lepszym sposobem niż korzystanie ze wzoru (7). Uzasadnia to trudnościami wynikającymi z ustalenia wartości współczynnika k, który ulega dużym wahaniom okresowym, jak i niemożliwością określenia pionowego gradientu temperatury w odniesieniu do punktu znajdującego się na samej powierzchni gleby. Averkeev przytacza dane liczbowe wskazujące na bardzo duże wahania współczynnika przewodnictwa temperaturowego k; na podmoskiewskiej stacji meteorologicznej w czerwcu 1958 r. na stanowisku pomiarowym pokrytym trawą wartość tego współczynnika w ciągu miesiąca wahała się od 0,11 do 26,8 cm^2godz^{-1}, zaś na czarnym ugorze zmiany były jeszcze większe, przy czym zmiany te miały miejsce nie tylko w okresie z opadami, co jest zrozumiałe, ale występowały również w dniach bez opadu.

Porównując wartości strumienia ciepła obliczone przy użyciu wzorów (7) i (15) odnoszące się do stanowiska na czarnym ugorze Averkeev stwierdził, że wartości z wzoru (15) od dwóch do czterech razy przewyższają wartości otrzymane z użyciem wzoru (7).

Tym niemniej Averkeev stwierdza, że sposób wyznaczenia strumienia ciepła w glebie opisany wzorami (8) i (15) nie jest właściwy dla krótkich okresów, rzędu kilku godzin. Wynika to stąd, że w głębszych warstwach gleby różnica jej temperatury między dwoma kolejnymi pomiarami ($\Delta T_2 - T_1$) może być tak mała, iż błąd związany z samym pomiarem temperatury może być od niej kilkakrotnie większy.

Z tego względu ten sposób obliczania strumienia ciepła w glebie można odnosić tylko do miesięcznych i dłuższych okresów.

http://rcin.org.pl

Porównaniem wartości strumienia ciepła w glebie wyznaczonych różnymi sposobami obliczeniowymi zajmował się także Pavlov (1965, 1965a). Jako wartości odniesienia przyjął gęstość strumienia ciepła w warstwie gleby 0-10 cm wyznaczoną poprzez określenie zmian pojemności ciepła w tej warstwie, gęstość powiększoną o strumień ciepła zmierzony strumieniomierzem na głębokości 10 cm. Otrzymany tą drogą przyrost ilości ciepła w glebie porównywał z wartościami B_0 obliczonymi dwoma wariantami wzoru Cejtina, uwzględniającymi różnej miąższości warstwy gleby (0-20 i 0-60 cm) oraz wprowadzającymi do wzoru wartości współczynnika przewodnictwa temperaturowego *(k)* i cieplnego *(λ)*. Jednym z ważniejszych wniosków wyprowadzonych przez Pavlova jest, iż przy nieuwzględnieniu dostatecznie grubej warstwy gleby, tzn. warstwy sięgającej od powierzchni gleby do głębokości conajmniej 50-60 cm, obliczony którymś ze sposobów pośrednich strumień ciepła B_0 może być kilkakrotnie zaniżony w porównaniu z wartościami rzeczywistymi.

W związku z powyższym wielu autorów (Tanner 1963; Pavlov 1965; Slayter i McIlroy 1961; Halliwell i Rouse 1987; Lechtveer 1974; Suomi 1957) uważają, że najlepszym sposobem rozwiązania problemu wyznaczenia strumienia ciepła w glebie jest sposób kombinowany: dla warstwy gleby 0-30 cm lub 5-30 cm strumień ciepła w glebie należy obliczać na podstawie znajomości pojemności cieplnej gleby i jej temperatury, a dla warstw głębszych - strumień ten wyznaczać instrumentalnie z zastosowaniem strumieniomierzy. Tej opinii daje wyraz Philip [1961], który na stronie S-9 pisze: "A combination of the heat flux meter plus a calorimetric measurement above the meter is the best compromise between convenience and accuracy in the soil heat flux density measurement." Takim sposobem posługiwali się - między innymi - w czasie badań struktury bilansu cieplnego powierzchni czynnej, Clothier i inni (1986) oraz Rachidi i inni (1993).

Aktualnie stosowany w Rosji sposób obliczania strumienia ciepła w glebie przedstawiony w *"Rukovodstve ..."* (1964) wielokrotnie jest poddawany krytycznej analizie. Pośród wielu autorów również Dubrovin (1972) wyraża opinię, że metoda opierająca się na znajomości pojemności cieplnej gleby i zmianach jej temperatury "... często doprowadza do znaczących pomyłek ... prawidłem zaś jest, że strumień ciepła o godzinie 13^{00}, a szczególnie - o godzinie 16^{00} - jest zaniżony, a maksimum dzienne gęstości tego strumienia jest przesunięte na godzinę 10^{00}. W miesiącach letnich (czerwiec- sierpień) strumień ciepła o godzinie 16^{00} na wszystkich stacjach jest już ujemny (wydzielanie ciepła z gleby - przyp. *J.Skoczek*), gdy tymczasem pionowy gradient temperatury gleby jest jeszcze dodatni." (s. 189).

W związku z powyższym Dubrovin (1959, 1967, 1972, 1975, 1977) zaproponował, aby wyznaczać strumień ciepła w glebie na podstawie wzoru (16):

$$B_0 = -\lambda \cdot \frac{\partial T}{\partial z}\Big|_{z=0} \tag{16}$$

http://rcin.org.pl

w którym pionowy gradient temperatury na powierzchni czynnej obliczany jest na podstawie znajomości temperatury na głębokości $z=0$ i $z=1$ cm i założenia, że $\delta T/\delta z/z=0=T_0-T_1$ degcm^{-1}. Ponieważ jednak na stacjach meteorologicznych temperaturę gleby mierzy się na głębokościach 0, 5, 10, 15 i 20 cm, wyznaczenie jej wartości dla poziomu 1 cm Dubrovin przeprowadził stosując interpolacyjny wzór Lagrange'a, w którym funkcja $y = f(z)$ ma postać:

(17)

$$y = f(z) = y_0 \cdot \frac{(z-z_1)\cdot(z-z_2)\ \ldots\ (z-z_n)}{(z_0-z_1)\cdot(z_0-z_2)\ \ldots\ (z_0-z_n)} +$$

$$+ y_1 \cdot \frac{(z-z_0)\cdot(z-z_2)\ \ldots\ (z-z_n)}{(z_1-z_0)\cdot(z_1-z_2)\ \ldots\ (z_1-z_n)} + \ldots +$$

$$+ y_n \cdot \frac{(z-z_0)\cdot(z-z_1)\ \ldots\ (z-z_{n-1})}{(z_n-z_0)\cdot(z_n-z_1)\ \ldots\ (z_n-z_{n-1})}$$

skąd ostatecznie otrzymał zależność:

(18)

$$\frac{\partial T}{\partial z}\Big|_{z=0} = 0.417\cdot T_0 - 0.8\cdot T_5 + 0.6\cdot T_{10} - 0.267\cdot T_{15} + 0.05\cdot T_{20}$$

Do wzoru (16) wprowadzone są jednak średnie (miesięczne, dekadowe) wartości przewodnictwa cieplnego gleby (Dubrovin 1972), obliczone dla okresu między godzinami 10^{00} a 13^{00} i odnoszone następnie do okresu całej doby. Wynika z tego, że ten sposób wyznaczania strumienia ciepła w glebie jest odpowiedni dla dłuższych okresów. Wskazuje na to także praca Kasjana i Sokolova (1982), wyrażających opinię, że metoda wyznaczania wartości strumienia *B* opracowana przez Dubrovina "... w istotny sposób zmniejsza błąd absolutny i względny związany z obliczeniami energii cieplnej w glebie; ten ostatni w skrajnych przypadkach zawierać się może w przedziale od 9 do 16 %. Tym niemniej metoda ta nie daje pewności obliczeń *B* dla poszczególnych terminów obserwacyjnych i dla doby" (s. 1080).

Do grona osób krytykujących sposób obliczania strumienia ciepła według *"Rukovodstva ..."* należy Lechtveer (1974). Wyniki jego prac dotyczących wyznaczania i porównywania strumienia energii w glebie B_0 i B_Z mają istotne znaczenie - z uwagi na podobieństwo warunków w jakich były przeprowadzone - gdyż można je odnieść do naszych badań w Mołdawii.

http://rcin.org.pl

Lechtveer pomiary te zrealizował 3 i 11 lipca 1972 r. wykonując je na stanowisku porośniętym trawą i na czarnym ugorze. Strumieniomierze typu AFI były zainstalowane na głębokości 0,3 cm i 2,5 cm, a do wyznaczenia wartości strumienia metodą pośrednią zastosował wzór (8). Niektóre dane liczbowe z tych badań zacytowano w tabeli 5.

Tabela 5. Strumień ciepła w glebie obliczony według wzoru (8) i zmierzony strumieniomierzem typu AFI na czarnym ugorze w dniach 3 i 11 lipca 1972 r. (wg Lechtveera 1974)

Soil heat flux calculated according to the equation (8) and measured by means of AFI soil heat flux meter: bare soil; 3 and 7 July 1972 (after Lechtveer 1974)

Czarny ugór ($W \cdot m^{-2}$)						
	Pogoda pochmurna 3 lipca			Pogoda chmurna 11 lipca		
Godziny	$B=(CS_1)/\tau$	Strumieniomierz 0,3 cm	Strumieniomierz 2,5 cm	$B=(CS_1)/\tau$	Strumieniomierz 0,3 cm	Strumieniomierz 2,5 cm
14 - 15	70	35	49	209	279	140
15 - 16	133	28	21	98	251	126
16 - 17	202	98	42	-7	181	91
17 - 18	63	133	63	-112	133	70
18 - 19	-7	63	42	-70	84	42
19 - 20	-147	14	14	-77	28	21

Z ważniejszych stwierdzeń autora należy wymienić następujące. W okresie wiosenno-letnim podczas pogody bezchmurnej i chmurnej wyliczone wartości B_0 zmieniają znak wcześniej od 3 do 5 godzin, a przy pogodzie pochmurnej od 0 do 2 godzin wcześniej niż wartości "rzeczywiste" B_Z zmierzone strumieniomierzem AFI. Długość okresu ze strumieniem ciepła skierowanym w głąb gleby, wyznaczona na podstawie wartości B_0 na czarnym ugorze jest od 2 do 3 godzin krótsza niż analogiczny okres stwierdzony na podstawie wartości zmierzonych B_Z, przy czym błąd w ocenie długości okresu obliczonego na podstawie wartości zmierzonych B_Z nie jest większy niż 30 minut i wywołany jest inercją strumieniomierza.

http://rcin.org.pl

Dalej Lechtveer stwierdza, że im mniejsze jest zachmurzenie nieba tym większa występuje różnica między wartościami zmierzonymi i obliczonymi.

Ważna jest również konkluzja, że podczas gdy bieg dobowy wartości obliczonych strumienia ciepła B_0 z zastosowaniem wzoru (8) jest zbliżony kształtem do regularnej sinusoidy, to wartości zmierzone B_Z dla dni bezchmurnych i chmurnych przedstawiają krzywą charakteryzującą się określoną skośnością.

Przyczyny tych różnic widzi Lechtveer w błędnej ocenie strumienia energii wyznaczonego sposobem obliczeniowym, co wynika przede wszystkim z niedokładnie zmierzonej wilgotności gleby.

Na jeszcze inne źródło możliwych błędów powstających przy obliczaniu wartości strumienia B_0 wskazuje Danilova (1965). Jej zdaniem zamiana pionowego gradientu temperatury gleby $\delta T/\delta z$ znajdującego się we wzorze (6) na różnicę temperatury między dwoma poziomami glebowymi ΔT_1-T_2, różnicę która wchodzi do wzorów obliczeniowych (1), (3), (4), (8), (10), (12), (13), (14) i (15), może mieć miejsce jedynie wówczas, gdy pionowy rozkład temperatury gleby jest liniowy, a nie logarytmiczny; to zaś zdarza się tylko w sporadycznych przypadkach.

Wreszcie dokładność obliczeń strumienia ciepła w glebie metodą pojemnościową jest uzależniona od dokładności pomiaru temperatury gleby (szczególnie temperatury jej powierzchni) i od dokładności określenia objętościowej pojemności cieplnej gleby, co w głównej mierze związane jest z prawidłowym wyznaczeniem zawartości wody w glebie.

Do pomiaru temperatury powierzchni gleby i jej warstw głębszych używa się różnych termometrów (rtęciowych, elektrycznych), przy czym - jak twierdzi Čudnovski - "... ani jeden z istniejących stykowych (chodzi o bezpośrdni kontakt termometru z glebą - przyp. *J.Skoczek*) sposobów pomiaru temperatury powierzchni gleby nie jest odpowiedni" (Čudnovski 1964, s. 278). Podobnego zdania jest Tanner (1963), który uważa, że szczególnie termometry rtęciowe-szklane nie powinny być stosowane w pomiarach termiki gleby na głębokościach mniejszych niż 3 cm.

Również inni autorzy (Kaganov 1964; Kaulin i Čiževskaja 1958; Vorobev 1956) stwierdzają, że pomiar temperatury powierzchni gleby z zastosowaniem termometrów rtęciowych jest związany z dużymi błędami.

Pavlov (1965), Kalužnaja, Kalužnyj i Romanov (1969) szczególnie krytycznie odnoszą się do pomiaru temperatury powierzchni gleby z użyciem termometrów rtęciowych z psychrometrów Assmanna.

Umieszczenie tych termometrów na powierzchni gleby w sposób wskazany przez *Rukovodstvo* ... (1964) - (termometry ułożone poziomo i do połowy swej średnicy zagłębione w glebie czarnego ugoru) - stanowi źródło istotnych błędów. Wynikają one - jak piszą o tym,

http://rcin.org.pl

między innymi, Kaulin i Čiževskaja (1958), Sinderov (1972) i Vorobev (1956) - z faktu, że wymiana ciepła między atmosferą i powierzchnią termometru jest inna niż analogiczna wymiana między atmosferą a powierzchnią gleby. Jest to rezultatem różnych właściwości radiacyjnych szkła i gleby i wskutek tego: "Termometr taki wskazuje własną temperaturę, która zależy od wielu różnych czynników, takich jak na przykład kształt zbiorniczka, jego rozmiary, rodzaj cieczy termometrycznej znajdującej się w kapilarze termometru, stan powierzchni zbiorniczka, zdolność wypromieniowania ciepła z powierzchni termometru itp. ... Toteż termometry różnych konstrukcji, pozostające odsłonięte na powierzchni gleby, mogą w niektórych przypadkach wskazywać wartości temperatury różniące się o 5 deg." (Sternzat, Sapožnikov 1959, s. 69).

Vorobev (1956) po przeprowadzeniu badań porównawczych temperatury powierzchni czarnego ugoru na stacji Vysokaja Dubrova (okręg swierdłowski) stwierdził, że z umieszczeniem termometru według wskazań *Rukovodstva*...(1964) związane są dwa - o różnych znakach - błędy pomiaru temperatury gleby. Pierwszy z nich, o znaku dodatnim, wynika z niejednakowego nagrzewania się zbiorniczka termometru i gleby pod wpływem bezpośredniego promieniowania słonecznego. Drugi natomiast błąd ze znakiem ujemnym powstaje na skutek niejednakowej straty ciepła z powierzchni termometru i z powierzchni czarnego ugoru poprzez wypromieniowywanie z nich energii. Jednak generalnie przeważa błąd ze znakiem ujemnym, co oznacza, że wartości temperatury wskazywane przez termometr są niższe o około 5 % od rzeczywistej temperatury powierzchni gleby.

Wyniki badań temperatury powierzchni czynnej przeprowadzone przez Kaulina i Čiževską (1958) z użyciem różnego rodzaju termometrów rtęciowych i w różny sposób zainstalowanych na powierzchni gleby wykazały, że w zależności od typu pogody i pory doby temperatura ta różniła się w szerokim przedziale wartości. Największe rozbieżności wskazań termometrów miały miejsce podczas pogody bezchmurnej i zdarzały się w godzinach południowych. Różnice temperatury zawierające się w przedziale wartości 0,6-1,5 deg stanowiły o godzinie 8^{00} aż 28 % wszystkich przypadków, o godzinie 13^{00} - 58 % i o godzinie 19^{00} - 19 %.

Według Pavlova (1965a) różnica między rzeczywistą temperaturą powierzchni gleby a temperaturą wskazywaną przez termometr rtęciowy, w godzinach południowych podczas słonecznej pogody, może być bardzo duża, osiągając 7 do 10 deg na niekorzyść temperatury mierzonej termometrem.

W pracy Šinderova (1972) zwraca się uwagę na niejednakowej wielkości zbiorniczki termometrów rtęciowych (0,6 cm - średnica termometru z psychrometru Assmanna; 1,0 cm - średnica termometru meteorologicznego zwykłego), którymi dokonuje się pomiaru temperatury powierzchni gruntu. W okresie lata odmiennych rozmiarów i kształtów zbiorniczki mogą powodować powstawanie dużych różnic między temperaturą wskazywaną przez te termometry i - według Šinderova - jeszcze w październiku różnice mogą sięgać 4-5 deg.

http://rcin.org.pl

Stosowane w praktyce szklane rtęciowe termometry do pomiaru temperatury gleby charakteryzują się, określoną fabrycznie, dokładnością pomiaru równą 0,1-0,2 deg. Pavlov (1965a) zauważa, że dokładność pomiaru temperatury wynosząca 0,1 deg jest niedostateczna do wyznaczenia strumienia ciepła w glebie z wymaganą "rzetelnością" (58). Inni, jak na przykład Kaluźnaja, Kaluźnyj i Romanov (1969) wyrażają opinię, że gdyby zwiększyć dokładność pomiaru temperatury do 0,05 deg to okazałoby się, że na głębokości 50-55 cm występują jeszcze zupełnie wyraźnie dobowe wahania gęstości strumienia ciepła w glebie.

Cytowany wielokrotnie Pavlov (1965a) zwraca uwagę, że przy dużym prawdopodobieństwie niedokładnego umieszczenia termometru na wymaganej głębokości i w warunkach, gdy średnica zbiorniczka termometru wynosi 1 cm, a pionowy gradient temperatury $\delta T/\delta z$ = 0,1 deg cm^{-1}, wówczas dokładność pomiaru temperatury gleby nie równa się 0,1 deg, lecz sięga 0,5 + 0,1 deg (s.32).

Autor ten powiada: "... niewielkie zmiany temperatury gleby w niższych jej poziomach leżą w przedziale dokładności pomiaru, ale nieuwzględnione w obliczeniach mogą prowadzić do znacznych błędów przy wyznaczaniu strumienia ciepła w glebie dla krótkich okresów czasu."

Konkluzją powyższych uwag jest stwierdzenie (Pavlov 1965a; Legotina i Cejtin 1972), że wszystkie wzory na wyznaczenie strumienia ciepła w glebie, w których skład wchodzi temperatura mierzona termometrami, szczególnie rtęciowymi, nadają się przede wszystkim dla dłuższych okresów, na przykład dla kilku miesięcy lub roku.

Podobne do powyższych uwagi odnoszą się do glebowych termometrów rtęciowo-kolankowych, służących do pomiaru temperatury gleby w warstwie od 5 do 50 cm.

Bespalov (1960, a także Pavlov (1965a) uważają, że najmniejsza dokładność pomiaru temperatury gleby wynika właśnie ze stosowania termometrów rtęciowo-kolankowych (Savinova), a w opinii Bespalova - termometry Savinova wskazują temperaturę z dokładnością nie większą niż 0,3 deg.

Na podstawie podobnych uwag o temperaturze gleby Fan (1965), a także Kasjan i Sokolova (1982) stwierdzają, że jeśli przyjąć niedokładność pomiaru temperatury powierzchni wynoszcą nie więcej niż 1,0 deg, a na poszczególnych poziomach pomiarowych w glebie - niedokładność nie większą niż 0,5 deg, wówczas absolutny błąd w obliczeniach strumienia ciepła w glebie nie przekracza 14 Wm^{-2}, a błąd względny w okresie od godziny 10^{00} do 16^{00} mieści się w przedziale od 17 do 30 %.

Nie mniej problemów związanych jest z dokładnością określenia pojemności cieplnej gleby, którą wyznacza się jako średnią ważoną wartość pojemności cieplnej wody i powietrza glebowego, a także części stałych gleby.

Ocenę zawartości wody w glebie można przeprowadzić wieloma sposobami, jednak w praktyce najpopularniejsza jest metoda suszenia i ważenia próbek gleby. Ich pobieranie z terenu badań unormowane jest wieloma instrukcjami i wskazówkami, które - odnośnie do koniecznej ilości tych próbek - nie zawsze są jednobrzmiące.

http://rcin.org.pl

W *Rukovodstve ...* (1964) nakazane jest pobieranie próbek z poziomów glebowych 0-2, 10 i 20 cm w czterokrotnym powtórzeniu z każdego poziomu. Tymczasem, na przykład, autorzy *Metodičeskogo rukovodstva po izučeniju počvennoj struktury* (pod red. Rebuta i Rode, 1969) zalecają pobieranie tych próbek w powtarzalności od 6 do 15 - krotnej, w zależności od typu gleby, głębokości pomiaru, od wielkości pobieranej próbki itp. Inni, jak Slatyer i McIlroy (1961) mówią: "W związku z dużymi wahaniami wilgotności gleby dla uzyskania pewnych wartości średnich konieczne jest pobieranie dużej ilości próbek" (s. 248).

Podobną opinię wyraża Hacia (1957) oceniający strumień ciepła w glebie w oparciu o jej objętościową pojemność cieplną: "The oven- dry method is the only absolute one ... The method has several disadvantages. The presence of rocks and roots causes variations between samples. In order to obtain precision, numerous samples need to be collected ..." (s. 50).

Liczbę niezbędnych próbek glebowych dokładnie precyzują Aitchison, Butler i Gurr, cytowani w pracy Koljaseva (1964); opierając się na przesłankach statystycznych wyliczyli oni, że należy pobrać aż 74 próbki gleby, aby otrzymać jej wilgotność z dokładnością do jednego procenta. Należy tu dodać, iż *Rukovodstvo ...* (1964) nakazuje określać wilgotność gleby, w celu wyznaczenia jej objętościowej pojemności cieplnej, z dokładnością do 0,1 %.

Jest oczywiste, że pobranie tak dużej liczby próbek gleby w warunkach prac ekspedycyjnych, krótkotrwałych i z bardzo ograniczonym zapleczem laboratoryjno-technicznym jest praktycznie niewykonalne. Tym niemniej określenie wilgotności gleby na podstawie dwóch próbek, jak to miało miejsce w przypadku polsko-mołdawskich badań w Gyzden, jest na pewno zbyt mało ścisłe; może to być źródłem błędnej oceny strumienia ciepła w glebie sposobem pośrednim.

Sprawą zasadniczą, odnoszącą się do do sposobu wyznaczenia strumienia ciepła w glebie metodą pojemnościową, jest, że obliczone wartości tego strumienia *(B_0)* są wartościami średnimi z pewnego okresu (między dwoma kolejnymi terminami pomiarowymi). Nie są więc one tożsame z chwilowymi wartościami uzyskiwanymi za pomocą strumieniomierza *(B_Z)*; fakt ten - obok wszystkich innych przytoczonych wyżej - może wyjaśniać istniejące różnice między zmierzonymi i obliczonymi wartościami gęstości strumienia energii w glebie.

Zastosowanie wartości strumienia ciepła w glebie w metodzie stosunku Bowena

Poprawne wyznaczenie strumienia ciepła w glebie ma zasadnicze znaczenie dla ogólnego obrazu struktury bilansu cieplnego powierzchni czynnej nie tylko ze względu na absolutne wartości strumienia *B*, ale i z uwagi na wartości liczbowe innych składowych tego bilansu, a mianowicie turbulencyjnych strumieni ciepła *(P)* i wilgoci *(lE)* obliczanych metodą stosunku Bowena.

Metoda stosunku Bowena dzieli różnicę między saldem promieniowania *(Q)* a strumieniem ciepła w glebie *(B)* według zależności:

http://rcin.org.pl

$$P = \frac{-(Q-B)}{1+\frac{1}{\gamma}\cdot\frac{\partial e}{\partial T}} \tag{19}$$

$$lE = \frac{-(Q-B)}{1+\frac{1}{\gamma}\cdot\frac{\partial T}{\partial e}} \tag{20}$$

gdzie:

γ - współczynnik proporcjonalności określający stosunek strumieni P/lE,

$\delta T/\delta z$ - pionowy gradient temperatury powietrza,

$\delta e/\delta z$ - pionowy gradient prężności pary wodnej zawartej w powietrzu.

Metoda stosunku Bowena, używana do obliczeń wymiany ciepła i wilgoci między atmosferą a przylegającym do niej podłożem, ma pewne ograniczenie stosowalności.

Jak podają różni autorzy (Rauner 1962; *Rukovodstvo* ... 1964; Sanojan i Ogneva 1967; Kasjan i Sokolova 1982; Kasjan, Ogneva i Juganson 1976) metoda ta zawodzi, gdy różnica między wartościami promieniowania Q i strumienia ciepła w glebie B jest mniejsza niż 70 Wm^{-2}. Bierze się to stąd, że różnica ΔQ-B może być mniejsza niż wielkość błędu z jakim wyznacza się obie te składowe równania bilansu cieplnego, szczególnie zaś - składową B.

Ogólnie wiadomo, że wartości różnicy wyższe od cytowanej zdarzają się tylko w ciągu dnia, toteż metodę tę dla obliczania strumieni P i lE można stosować prawie wyłącznie dla okresu dziennego.

Badania przeprowadzoe w Gyzden w Mołdawii w 1989 r. dostarczyły dwóch różnych zbiorów danych B_z i B_0 dotyczących strumienia ciepła w glebie, które wprowadzono do wzorów (18) i (19). Dało to następujące wyniki.

Po pierwsze, otrzymano różne wartości bezwzględne strumieni P i P' oraz lE i lE' dla poszczególnych terminów obserwacyjnych w ciągu dnia. Po wtóre, w godzinach rannych i wieczornych analogiczne wartości strumieni P i P' oraz lE i lE' różniły się znakami ("plus" i "minus"), co oznaczało, że - na przykład - strumień P (obliczony z użyciem wartości B_z) był skierowany od atmosfery ku powierzchni czynnej, gdy w tym samym czasie strumień P' (obliczony z użyciem wartości B_0) ukierunkowany był odwrotnie.

Dalszym następstwem powyższych faktów było stwierdzenie dwóch różnej długości okresów, dla których można stosować metodę stosunku Bowena w celu obliczenia turbulencyjnej wymiany ciepła i wilgoci. Wynika to z tego, że przyjmowana jako granica stosowalności metody Bowena wartość różnicy ΔQ-B = 70 Wm^{-2} jest osiągana później rano i przekraczana wcześniej po południu w przypadku ΔQ-B_z niż w przypadku, gdy do obliczeń wprowadzi się znacznie mniejsze wartości B_0.

Ilustracją powyższych stwierdzeń są dane zawarte w tabeli 6. Są to przykładowo zamieszczone wartości z dnia 14 sierpnia 1989 r.

http://rcin.org.pl

Ilustracją powyższych stwierdzeń są dane zawarte w tabeli 6. Są to przykładowo zamieszczone wartości z dnia 14 sierpnia 1989 r.

Świadczą one, że metodę stosunku Bowena, z wykorzystaniem wartości *Bz*, można było zastosować dla okresu od godziny 8^{40}-9^{40} do godziny 18^{40}-19^{40}, a z użyciem wartości *Bo* - dla okresu od 7^{40}-8^{40} do godziny 19^{40}-20^{40}.

W badaniach przeprowadzonych w Mołdawii stosowanie strumieniomierzy do zmierzenia gęstości strumienia ciepła w glebie w konsekwencji skracało o około 2 godziny okres, dla którego istniały możliwości stosowania metody Bowena w celu obliczenia zysków i strat energii drogą wymiany turbulencyjnej.

Tabela 6. Różnice (Wm^{-2}) między wartościami salda promieniowania *Q* a zmierzonymi (*Bz*) i obliczonymi (*Bo*) wartościami strumienia ciepła w glebie w dniu 14 sierpnia 1989 r. w Gyzden
Differences (Wm^{-2}) between values of all-wave net radiation *Q* and measured (*Bz*) and calculated (*Bo*) values of soil heat flux, 14 August 1989, Gyzhden

Godzina	6^{40}	7^{40}	8^{40}	9^{40}	10^{40}	11^{40}	12^{40}	14^{40}
$Q - B_Z$	6	16	65	113	95	176	270	121
$Q - B_0$	-20	-15	83	158	165	270	401	256
Godzina	15^{40}	16^{40}	17^{40}	18^{40}	19^{40}	20^{40}	21^{40}	
$Q - B_Z$	265	279	169	108	37	30	3	
$Q - B_0$	404	350	282	185	97	20	-55	

5. Podsumowanie dyskusji wyników

W niniejszym opracowaniu omówiono wyniki badań gęstości strumienia ciepła w glebie wyznaczonego za pomocą pomiaru bezpośredniego z użyciem strumieniomierzy i metody pośredniej, opierającej się na znajomości objętościowej pojemności cieplnej gleby i zmianach jej temperatury. Wyniki własnych pomiarów przeprowadzonych w Mołdawii przedstawiono na tle analogicznych badań opisanych w literaturze przez różnych autorów, a dokonanych w różny sposób, w różnym okresie i z zastosowaniem różnej aparatury.

Z ogólnego przeglądu zagadnień związanych z wyznaczaniem strumienia ciepła w glebie wynika, że istnieje wiele różnych czynników wpływających na jego zmierzone lub wyliczone wartości.

http://rcin.org.pl

W tej sytuacji powstaje pytanie, czy w ogóle możliwe i celowe jest przeprowadzanie analizy porównawczej gęstości strumienia energii w glebie metodami, wobec których istnieje tyle podstawowych zastrzeżeń.

Przyjęcie stwierdzenia, że wyznaczenie gęstości strumienia ciepła w glebie za pomocą strumieniomierzy jest - z samej definicji - lepsze (Kaganov i Rozenštok 1960; Philip 1961; Bespalov 1960; Pavlov 1965; Kaganov i Sanojan 1967) nie jest wystarczająco zasadne.

Również dość powszechny pogląd (Philip, Tanner, Pavlov, Slatyer i McIlroy, Lechtveer, Suomi, Halliwell i Rouse i inni), że stosowanie obliczeniowo-pomiarowej techniki wyznaczania wartości strumienia ciepła w glebie jest najlepszym rozwiązaniem problemu, nadal pozostaje dyskusyjny; pogląd ten nie rozstrzyga bowiem wątpliwości takich, jak choćby: jakimi termometrami i w jaki sposób mierzyć temperaturę powierzchni gleby i na różnych jej poziomach, aby określić rzeczywiste jej wartości w profilu pionowym i zmiany dokonujące się w czasie ?

Tym niemniej wszyscy wymienieni w opracowaniu autorzy, którzy stosowali w pomiarach strumieniomierze, wyrażają pozytywną opinię o celowości użytkowania tych przyrządów w badaniach zasobów energii w glebie.

Wskazują oni przy tym na takie sprawy, jak: mniejsza degradacja naturalnych warunków glebowych w przypadku posługiwania się strumieniomierzami - co już w jakimś stopniu chroni od przypadkowych wyników - i mniejsza pracochłonność związaną z opracowaniem materiałów. Ważnym argumentem przemawiającym na korzyść metody bezpośredniej jest też to, że metoda pojemnościowa jest sposobem destruktywnym, to jest sposobem niszczącym sam przedmiot badań, a to wobec konieczności częstego pobierania prób gleby z różnych głębokości.

Najważniejsze jest jednak to, że z pomiarów eliminowane są takie elementy, jak: temperatura gleby, jej wilgotność, gęstość, porowatość, zawartość części mineralnych i organicznych i ich ciepło właściwe, ciężar właściwy i objętościowy, przewodnictwo cieplne i temperaturowe gleby, z których wyznaczeniem związane są jednostkowe błędy, sumujące się ostatecznie w wartości obliczonego metodą pośrednią strumienia ciepła w glebie.

6. Wnioski

1) Stwierdzono, że gęstość strumienia ciepła w glebie w czasie badań w Mołdawii zmierzona za pomocą strumieniomierzy przewyższała około 2,5-krotnie analogiczną gęstość otrzymaną metodą pośrednią ("pojemnościową"). Wielkość różnicy między wartościami zmierzonymi i obliczonymi ulegała okresowym zmianom w ciągu dnia i była ona związana z promieniowaniem całkowitym Słońca. Uzyskane dane liczbowe ujawniły dwa różne obrazy dziennej wymiany ciepła w glebie, które niejednakowo świadczą o całej strukturze bilansu cieplnego powierzchni czynnej czarnego ugoru.

http://rcin.org.pl

2) Różnica między wartościami zmierzonymi i obliczonymi gęstości strumienia ciepła w glebie zależy od wielu różnych czynników wpływających zarówno na wyniki pomiarów dokonywanych strumieniomierzem jak i na wyniki obliczeń pośrednich. Na podstawie literatury można stwierdzić, że różnica ΔB_Z-B_O zależy także od tego, który z istniejących sposobów pośrednich zostaje przyjęty do porównań jako metoda odniesienia.

3) Źródłem znaczącej różnicy między wartościami zmierzonymi i obliczonymi może być to, iż wartości obliczone są średnimi pochodzącymi z dwóch terminów obserwacyjnych rozdzielonych jednogodzinnym odstępem czasowym, podczas gdy wartości zmierzone są uśrednionymi wartościami chwilowymi pochodzącymi z czterech strumieniomierzy odczytywanych w czterokrotnym powtórzeniu w okresie 20 minut.

4) Na podstawie wyników badań własnych i wyników pomiarów przedstawionych w cytowanej literaturze można stwierdzić, że różnice w wartościach bezwzględnych i w przebiegach dobowych strumienia ciepła w glebie, strumienia określonego dwoma odmiennymi sposobami, nie odnoszą się do jednego ściśle określonego miejsca i czasu badań; można je uogólnić, uznając, że dotyczą one większych obszarów i dłuższych okresów.

5) Większość wyników badań wymiany ciepła w glebie opublikowanych w pracach różnych autorów jest bardzo często nieporównywalna między sobą z uwagi na rozmaite sposoby i metody pomiarowe, a także zastosowaną aparaturę. W związku z powyższym porównanie wartości zmierzonych i obliczonych gęstości strumienia energii w glebie ma przede wszystkim poznawcze i metodyczne znaczenie i nie przesądza o wyższości jednej metody nad drugą; wszystkie one obarczone są charakterystycznymi dla nich brakami. Tym niemniej, w świetle uzyskanych własnych doświadczeń i wyników oraz opinii przedstawianych w literaturze, wydaje się, że na obecnym etapie badań i możliwości technicznych stosowanie metody pomiaru bezpośredniego przewyższa pośrednią metodą pojemnościową.

6) W nawiązaniu do powyższego wniosku niezbędną i pilną jest sprawa opracowania, upowszechnienia i stosowania w badaniach wymiany ciepła w glebie instrukcji normującej typ używanych strumieniomierzy glebowych, sposób umieszczenia ich w glebie, poziomy pomiaru gęstości strumienia ciepła, terminy i sposób prowadzenia pomiarów itp. Ważne jest także ustalenie okresu obowiązkowej karencji, to jest długości okresu jaki powinien trwać pomiędzy terminem włożenia strumieniomierza do gleby a terminem rozpoczęcia systematycznych pomiarów. Odpowiednie wskazania powinny ściśle określać sposób wzorcowania strumieniomierzy i częstość wzorcowań. Nie mniej ważna pozostaje sprawa kontrolowania - przy długich seriach pomiarowych (rocznych, wieloletnich) - horyzontalnego usytuowania strumieniomierzy w glebie, szczególnie w tej warstwie, w której znajdują się systemy korzeniowe roślin, i w której zachodzą okresowe ruchy gleby pod wpływem zamarzania i rozmarzania wody glebowej.

http://rcin.org.pl

Literatura

Ajzenštat B.A., Zujev M.B., 1952, *Nekotoryje čerty teplovogo balansa pesčanoj pustyni*, Trudy Tašk. Geofiz. Obser. ,6(7).

Averkeev M.S., 1960, *Godovoj chod teploobmena v počve v uslovijach podmoskovija*, Vestn. Mosk. Univ., 2, 15-27.

Begov J., Orlovskij N.S., Simonov V.V., 1972, *Teplofizičeskie charakteristiki jugo-vostočnych Karakumov i potok tepla v počvu*, Trudy GGO, 276, 156-163.

Bespalov D.P., 1960, *Metodika i apparatura dla eksperimentalnogo opredelenija teploobmena v počve*, Trudy GGO, 127, 145-153.

Brojdo A.G., Suboč N.A., 1957, *Ocenka pogrešnosti elementarnogo sposoba rasčeta potoka teplovogo balansa v grunte*, Trudy GGO, 69, 94-99.

Brojdo A.G., Suboc N.A., 1958, *O točnosti priblizennogo metoda rasčeta potoka tepla v počve*, Trudy GGO, 77, 99-103.

Cejtin G.H., 1953, *K voprosu ob opredelenii nekotorych teplovych svoistv počvy*, Trudy GGO, 39, 38-49.

Cejtin G.H., 1956, *O vyčislenii koefficjenta temperaturoprovodnosti i potoka tepla w počvu po osrednennym temperaturam*, Trudy GGO, 60 (122), 67-79.

Clothier B.E., Clawson K.L., Pinter P.J., Moran M.S., Reginato R.J., Jackson R.D., 1986, *Estimation of soil heat flux from net radiation during the growth of alfalfa*, Agric. Forest Met. 37,319-329.

Čudnovski A.F., 1964, *Metody opredelenija temperatury poverchnosti počvy, Sbornik rabot po metodike issledovanija v oblasti fiziki počv*, Agrofiz. Naučno-issled. Inst., Leningrad, 276-283.

Danilova N.A., 1965, *Summarnoje isparenie s polej ozimych i jarovych kultur za vegetacijonnyj period, Teplovyj i radijacijonnyj balans jestestvennoj rastitelnosti i selskochozjajstvennych polej*, Akad. Nauk SSSR, Inst. Geogr., Moskva, 117-126.

Deacon E.L., 1950, *The measurement and recording of the heat flux into the soil*, Q.Jl R. met. Soc. 76, 2, 479-483.

Dubrovin L.V., 1959, *Graficeskij metod kritičeskogo kontrola nabludenij za temperaturoj počvy po glubinnym termometram*, Trudy GGO, 96, 80-83.

Dubrovin L.V., 1967, *Pribor dla izmerenija gradentov temperatury v verchnem sloje počvy*, Sb. Rab.Kujb.G.M.O., 4, 120-125.

Dubrovin L.V., 1972, *K rasčetu veličin teplovogo potoka v počvu*, Trudy GGO, 280, 189-194.

Dubrovin L.V., 1975, *Eksperimentalnye issledovanija zavisimosti teplovogo potoka v počvu ot velič iny radijacionnogo balansa*, Sb.Rab. Kujb.GMO, 8, 3-8.

Dubrovin l.V., 1975a, *Eksperimentalnaja poverka novogo metoda rasčeta teplovogo potoka v počvu*, Sb. Rab. Kujb.GMO, 8, 15-20.

Dubrovin L.V., 1977, *Usoversenstvovanie metodiki rasčeta potoka tepla v počvu*, Trudy GGO, 396, 102-111.

Fan A.A., 1965, *Pogrešnosti vyčislenija potoka tepla v počve po setovomu metodu*, Trudy GGO, 174, 81-87.

http://rcin.org.pl

Gerhardt J.R., 1957, *Albrecht and Gier and Dunkle heat flow meters*, University of Texas, Explor. Atmosph. First Mile, Proceedings of the Great Plains Turbulence Field Program, 1 August to 8 September 1954, O'Neill, Nebrasca, vol. 1, Instrum. Data Evaluation, Edited by H.Lettau and B.Davidson, 69-78.

Golubev A.V., Pavlov A.V., 1961, *Issledovanie teplovych potokov v počve dla nekotorych tipov dejatelnoj poverchnosti*, Materialy k osnovam izučenija o merzlych zonach zemnoj kory, AN SSSR, Inst. Mierzlotoved., VII - Teplofizičeskie voprosy geokriologii, 66-118.

Guilford J.P., 1960, *Podstawowe metody statystyczne w psychologii i pedagogice*, MON, Warszawa.

Hacia H., 1957, *Soil moisture tension*, John Hopkins University, Explor. Atmosph. First Mile, Proceedings of the Great Plains Turbulence Field Program, 1 August to 8 September 1954, O'Neill, Nebrasca, vol. 1, Instrum. Data Evaluation, Edited by H.Lettau and B.Davidson, 50-57.

Halliwell D.H., Rouse W.R., 1987, *Soil heat flux in permafrost: characteristics and accuracy of measurement*, Jl R Climat.met.Soc. 7, 6, November-December, 1-14.

Kaganov M.A., 1964, *Metody izmerenija temperatury počvy*, Sb. Rab. metod.issled. oblasti fiz. počv, Agrofiz. Naučno-issled. Inst., Leningrad, 284-289.

Kaganov M.A., Rozenštok J.L., 1960, *O točnosti izmerenija teplovych potokov s pomoščju teplomerov*, Inz.fiz.Zurn. 3, 28-37.

Kaganov M.A., Rozenštok J.L., 1961, *Ob izmerenii teplovych potokov s pomoščju teplomerov*, Izv. Akad. Nauk SSSR, ser. geofiz., 8, 1174-1178.

Kaganov M.A., Rozenštok J.L., 1962, *K voprosu o točnosti izmerenij teplovych potokov teplomerami različnoj formy*, Izv. Akad. Nauk SSSR, ser. geofiz., 10, 1397-1398.

Kaganov M.A., Sanojan M.G., 1967, *Ocenka točnosti neposredstvennogo opredelenija sostavlajuščich teplovogo balansa podstilajuščej poverchnosti*, Sb.Trud. agronom. fiz. 14, Fizika počv i prijomy ich obrabotki, 77-88.

Kalužnaja I.I., Kalužnyj I.L., Romanov V.V., 1969, *Issledovanie potokov tepla v delatelnom sloje verchovych bolot*, Gosud. Gidrolog. Inst., Voprosy gidrologii bolot, Trudy 177, 172-196.

Kasjan N.A., Ognewa T.A., Juganson V.E., 1976, *Nekotorye voprosy metodiki opredelenija sostavlajuščich teplovogo balansa*, Trudy GGO, 375, 102-115.

Kasjan N.A., Sokolova G.P., 1982, *Metodičeskie trebovanija k podsisteme teplobalansovych nabludenij*, Trudy GGO, 463, 106-117.

Kaulin N.J., Čyževskaja M.P., 1958, *Pogrešnost' izmerenij temperatury poverchnosti počvy rtutnymi termometrami*, Trudy GGO, 86, 17-21.

Kolesnikov A.G., Speranskaja A.A., 1958, *Pribor dla opredelenija teplovych potokov*, Izv. Akad. Nauk SSSR, ser. geofiz., 11, 1351-1359.

Koljasev F.E., 1964, *O metodach opredelenija vlažnosti i vodnych svoistv počvy*, Sb. metod. issled. oblasti fiz.počv, Agrofiz. Naucno-issled. Inst., Leningrad, 185-203.

Konstantinova T., Boloban I., Jaz V., Bardarianu A., Kazak V., 1990, *Rezultaty teplobalansovych nabludenij i rasčetov sostavlajuščich teplovogo balansa sovmestnogo sovetsko - polskogo eksperimenta na st. Beriezloz Orgeevskogo rajona SSR Moldova, 12-20 Avgusta 1989 goda*, Kišynev, maszynopis, Zakł. Klimat. IGiPZ PAN, Warszawa.

http://rcin.org.pl

Lechtveer R.V., 1973, *O teplovom režime pachotnogo sloja počvy*, Trudy GGO, 306, 74-77.

Lechtveer R.V., 1974, *K metodike opredelenija teplovogo potoka v počvu*, Trudy GGO, 339, 78-86.

Legotina S.I., Cejtin G.H., 1972, *Ob opredelenii mgnovennych značenij potoka tepla v počvu*, Trudy GGO, 282, 92-105.

Middleton W.E.K., Spilhaus A.F., 1953, *Meteorological Instruments*, Univer. Toronto Press, Canada.

Metodičeskoje Rukovodstvo po izučeniju počvennoj struktury, 1969, (red.) I.V.Rebut i A.A.Rode, Izdat. Kolos, Leningrad.

Metodika rasčeta sostavlajuščich teplovogo balansa po dannym polevych issledovanij, 1988, Kisynev, maszynopis, Zakł. Klimat. IGiPZ PAN, Warszawa.

Monteith J.L., 1958, *The heat balance of soil beneath crops*, Arid Zone Research, Climatology and Microclimatology, Proceedings Canberra Symph., UNESCO, 123-128.

Monteith J.L., 1972, *Survey of Instruments for Micrometeorology*, IBP Handbook 22, Blackwell Scientific Public., Oxford, London, Edinburgh, Melbourne, 145-153.

Pavlov A.V., 1965, *O metodach opredelenija teploobmena v počve i v sneżnom pokrove, Teplovoj i radiacionnyj balans jestestvennoj rastitelnosti i selskochozjajstvennych polej*, Akad. Nauk SSSR, Inst. Geogr., 23-36.

Pavlov A.V., 1965a, *Teploobmen promerzajuščich i protaivajuščich gruntov s atmosferoj*, Izdat. Nauka, Moskva.

Philip J.R., 1961, *The theory of heat flux meters*, J.Geophys. Res. 66, No. 2, 571-579.

Portman D.J., 1957, *Gier and Dunkle heat flow meters and heat storage variations*, John Hopkins University, Explor. Atmosph. First Mile, Proceedings of the Great Plains Turbulence Field Program, 1 August to 8 September 1954, O'Neill, Nebrasca, vol. 1, Instrum. Data Evaluation, Edited by H.Lettau and B.Davidson, 64-66.

Rachidi F., Kirkham M.B., Kanemasu E.T., Stone L.R., 1993, *Energy balance comparison of sorghum and sunflower*, Theoret.appl.clim. 48, No. 1, 28-39.

Rauner J.L., 1962, *K metodike opredelenija sostavlajuščich tieplovogo balansa lesa, Teplovoj balans lesa i pola*, Akad. Nauk SSSR, Inst. Geogr., 104-130.

Rhoades D.G., 1957, *Gier and Dunkle heat flow meters*, University of California, Explor. Atmosph. First Mile, Proceedings of the Great Plains Turbulence Field Program, 1 August to 8 September 1954, O'Neill, Nebrasca, vol. 1, Instrum. Data Evaluation, Edited by H.Lettau and B.Davidson, 67-68.

Rozenštok J.L., Struzer L.R., 1962, *Rezultaty ispytanij teplobalansografa - novogo pribora dla registracii sostavlajuščich teplovogo balansa*, Trudy GGO, 129, 51-65.

Rukovodstvo po gradentnym nabludenijam i opredeleniju sostavlajuščich teplovogo balansa, 1964, red. A.G.Brojdo, Gidromet. Izdat., Leningrad.

Rusin N.P., 1955, *Ob opredelenii teploobmena v počve na gidrometeorologičeskich stancjach*, Trudy G G O , 52 (114), 7-18.

Sanojan M.G., Ogneva T.A., 1967, *Nekotorye voprosy metodiki opredelenija isparenija metodom teplovogo balansa na orošaemych polach*, Trudy GGO, 209, 101-107.

Savikovskij I.A., Brojdo A.G., 1969, *Usoveršenstvovanie metodiki rasčeta sutočnych summ potoka tepla v počve*, Trudy GGO, 244, 65-73.

http://rcin.org.pl

Skoczek J., 1984, *Wymiana ciepła w glebie brunatnej na stacji badawczej w Borowej Górze w okresie wegetacyjnym 1982 i 1983 roku*, Zakł. Klimat. IGiPZ PAN, Warszawa.

Slatyer R.O., McIlroy I.C., 1961, *Practical Microclimatology*, Prepared and Reproduced by Commonwealth Scientific and Industrial Research, Organization Australia, UNESCO.

Sternzat M.S., Sapožnikov A.A., 1959, *Meteorologičeskie pribory, nabludenija i ich obrabotka*, Gidromet. Izdat., Leningrad.

Syčev K.A., 1954, *Elementarnyj sposob rasčeta teplovogo balansa v grunte*, Met. Gidrolog., 6, 18-27.

Suomi V.E., 1957, *Heat storage variations*, University of Wisconsin, Explor. Atmosph. First Mile, Proceedings of the Great Plains Turbulence Field Program, 1 August to 8 September 1954, O'Neill, Nebrasca, vol. 1, Instrum. Data Evaluation, Edited by H.Lettau and B.Davidson, 79-80.

Sinderov B.L., 1972, *Ob osobennostjach kontaktnych izmerenij temperatury podstilajuščej poverchnosti v uslovijach pesčanoj pustyni*, Trudy GGO, 276, 143-155.

Tanner C.B., 1963, *Basic instrumentation and measurements for plant environment and micrometeorology*, Department of Soil Science College of Agriculture University of Wisconsin Madison 6, Wisconsin, November, s. S-1 - S-16.

Vorobev I.E., 1956, *O pogresnostjach napočvennogo rtutnogo termometra*, Trudy GGO, 61 (123), 135-136.

Voronina L.V., 1971, *Osobennosti teplovogo balansa na različ-nych počvennych kompleksach severnoj Kulundy*, w: *Klimat počvy, Doklady soveščanija naučnogo soveta po izučeniju klimatičeskich i agroklimatičeskich resursov*, G G O , Nojabr', Leningrad.

Comparison of soil heat flux obtained by means of two methods

(Summary)

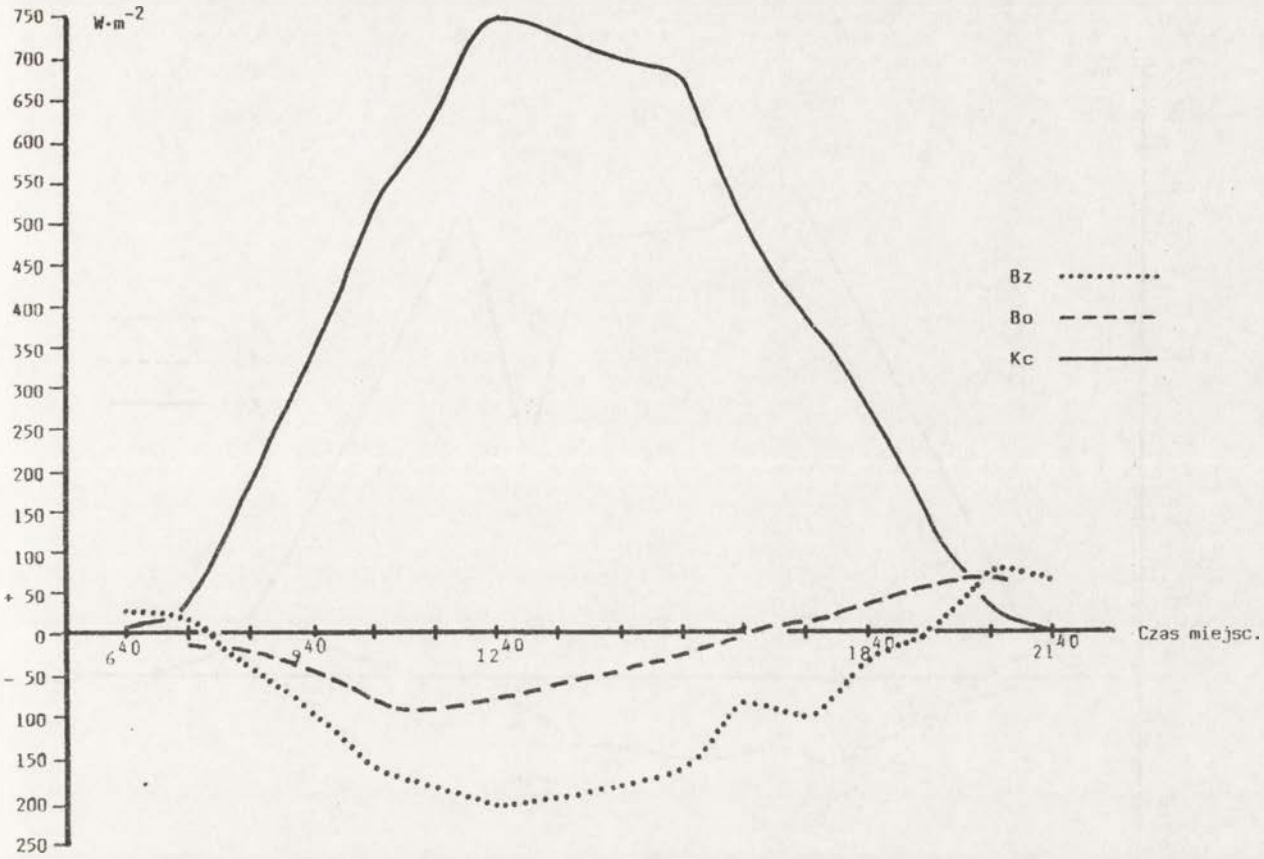
The results of measurements of the soil heat flux obtained by means of two methods: indirect measuring method of the heat capacity (for the heat flux computations employing the heat capacity - temperature difference method) and method of direct measurement of the soil heat flux density by means of flat-plate heat flux meter were presented in the paper.

These investigations were carried out on a bare field of chernozem (without vegetative cover) in Moldova in August 1989 during common polish-moldovian climatological expedition.

The paper contains statistical characterization of revealed difference between measured and calculated values of the soil heat flux as well as presentation of the causes conditioning generation of that difference.

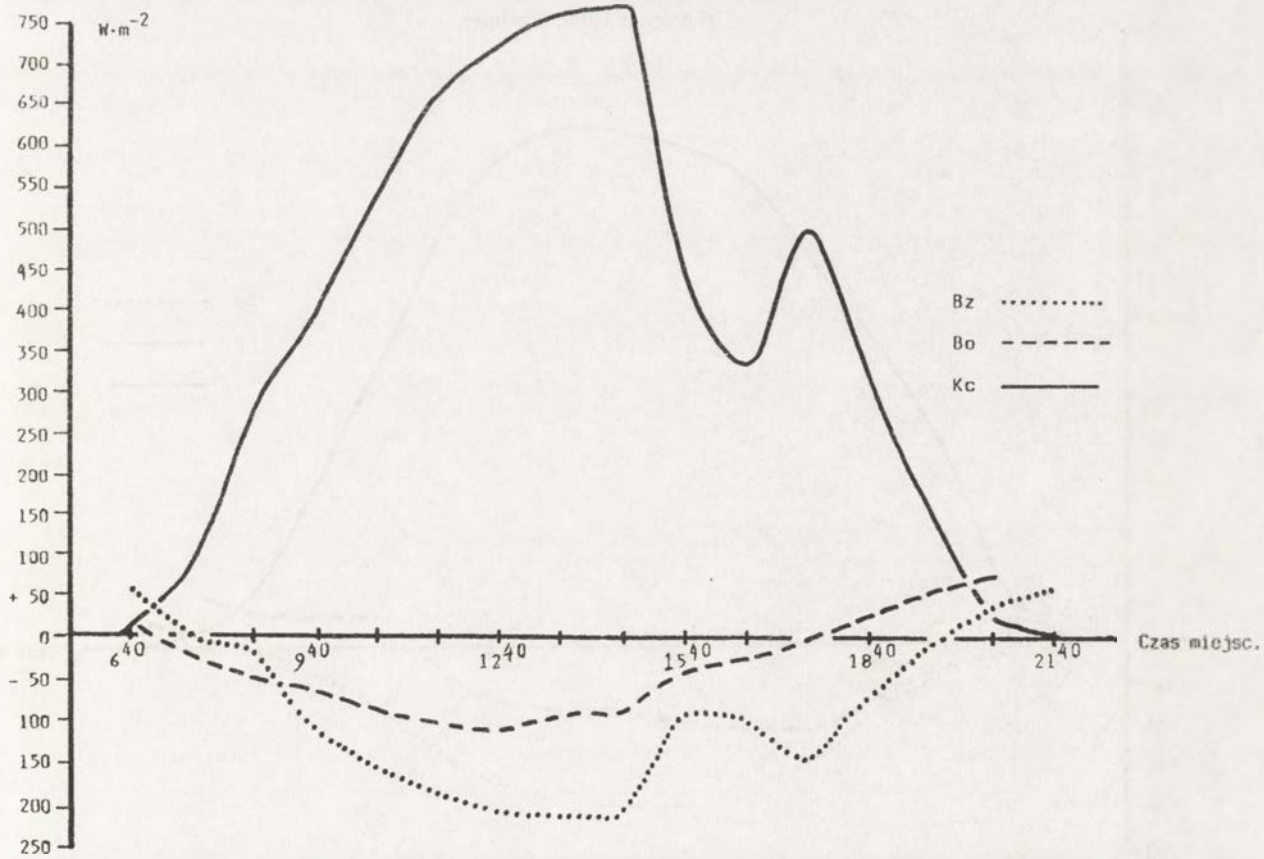
On the ground of the references the review of the results of the soil heat transfer investigations carried out by various authors was done as well.

http://rcin.org.pl



Ryc. 1. Zmierzone *(Bz)* i obliczone *(Bo)* wartości strumienia ciepła w glebie oraz strumień promieniowania całkowitego *(Kc)*, 14 VIII 1989, Gyzden

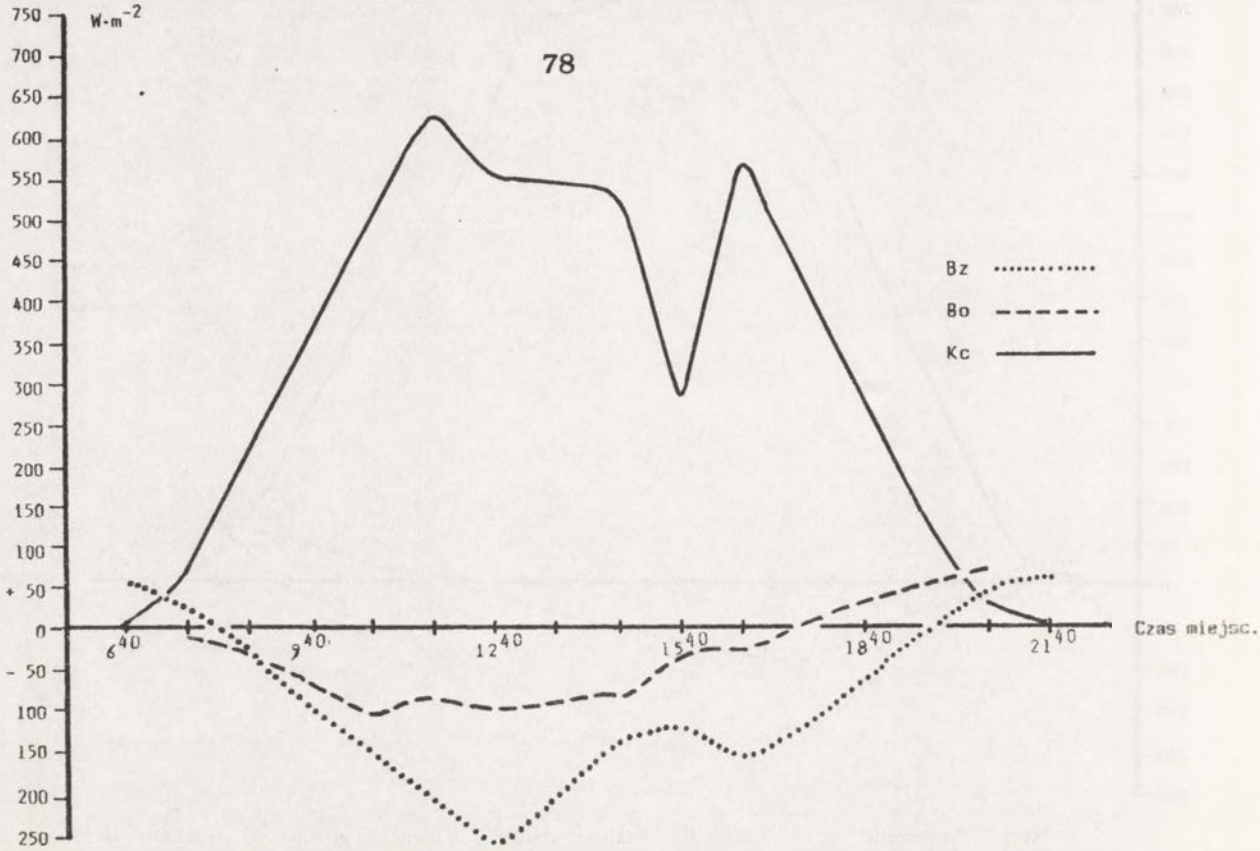
Measured *(Bz)* and calculated *(Bo)* values of the soil heat flux and incoming short-wave radiation flux *(Kc)*, 14 August 1989, Gyzhden



Ryc. 2. Zmierzone *(Bz)* i obliczone *(Bo)* wartości strumienia ciepła w glebie oraz strumień promieniowania całkowitego *(Kc)*, 15 VIII 1989, Gyzden

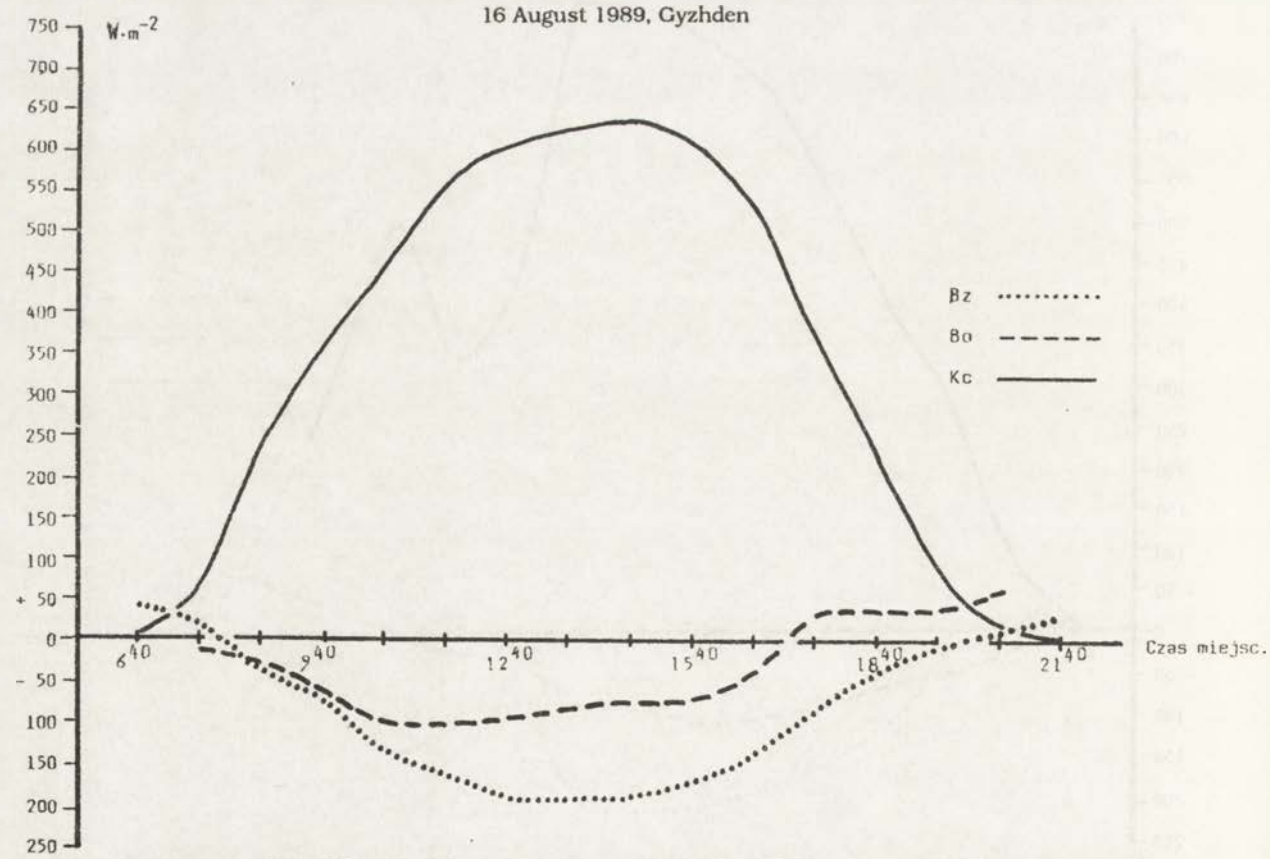
Measured *(Bz)* and calculated *(Bo)* values of the soil heat flux and incoming short-wave radiation flux *(Kc)*, 15 August 1989, Gyzhden

http://rcin.org.pl



Ryc. 3. Zmierzone *(Bz)* i obliczone *(Bo)* wartości strumienia ciepła w glebie oraz strumień promieniowania całkowitego *(Kc)*, 16 VIII 1989, Gyzden

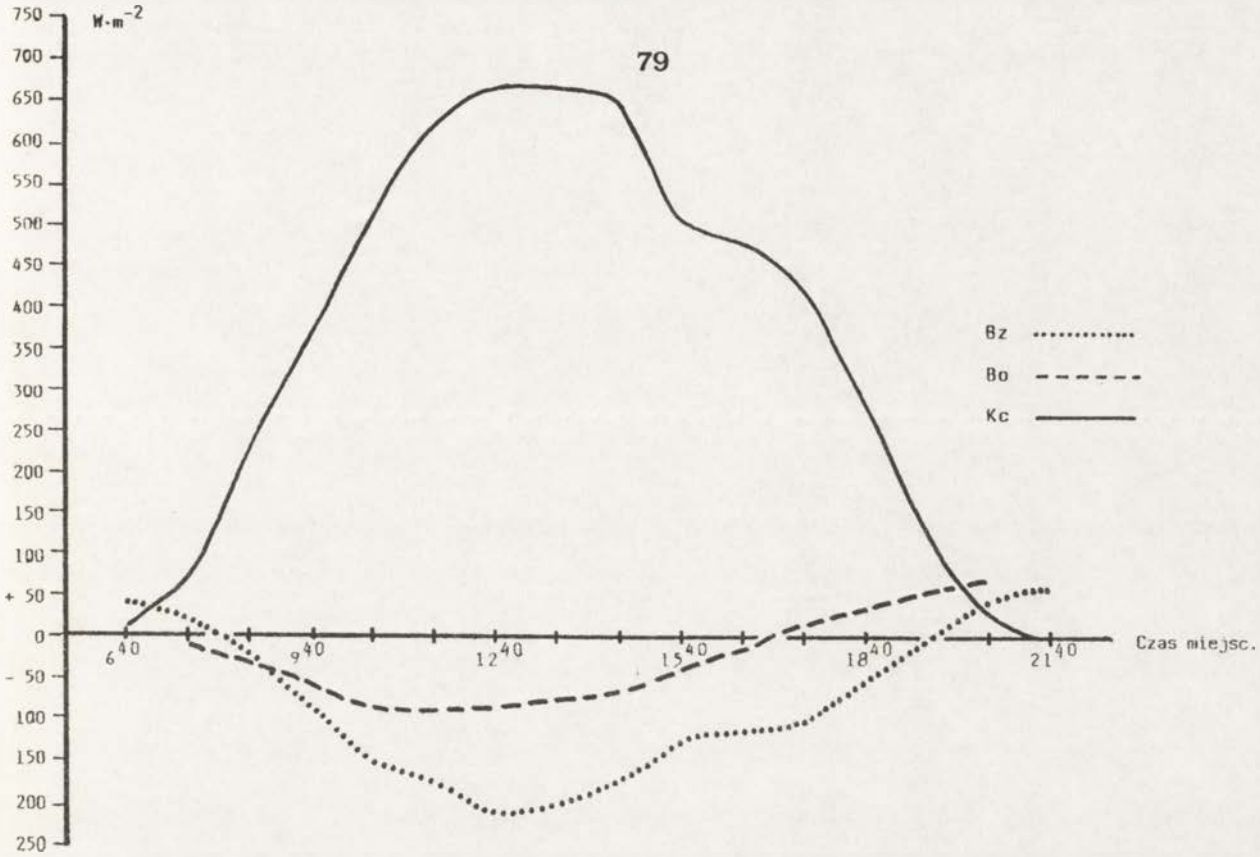
Measured *(Bz)* and calculated *(Bo)* values of the soil heat flux and incoming short-wave radiation flux *(Kc)*, 16 August 1989, Gyzhden



Ryc. 4. Zmierzone *(Bz)* i obliczone *(Bo)* wartości strumienia ciepła w glebie oraz strumień promieniowania całkowitego *(Kc)*, 19 VIII 1989, Gyzden

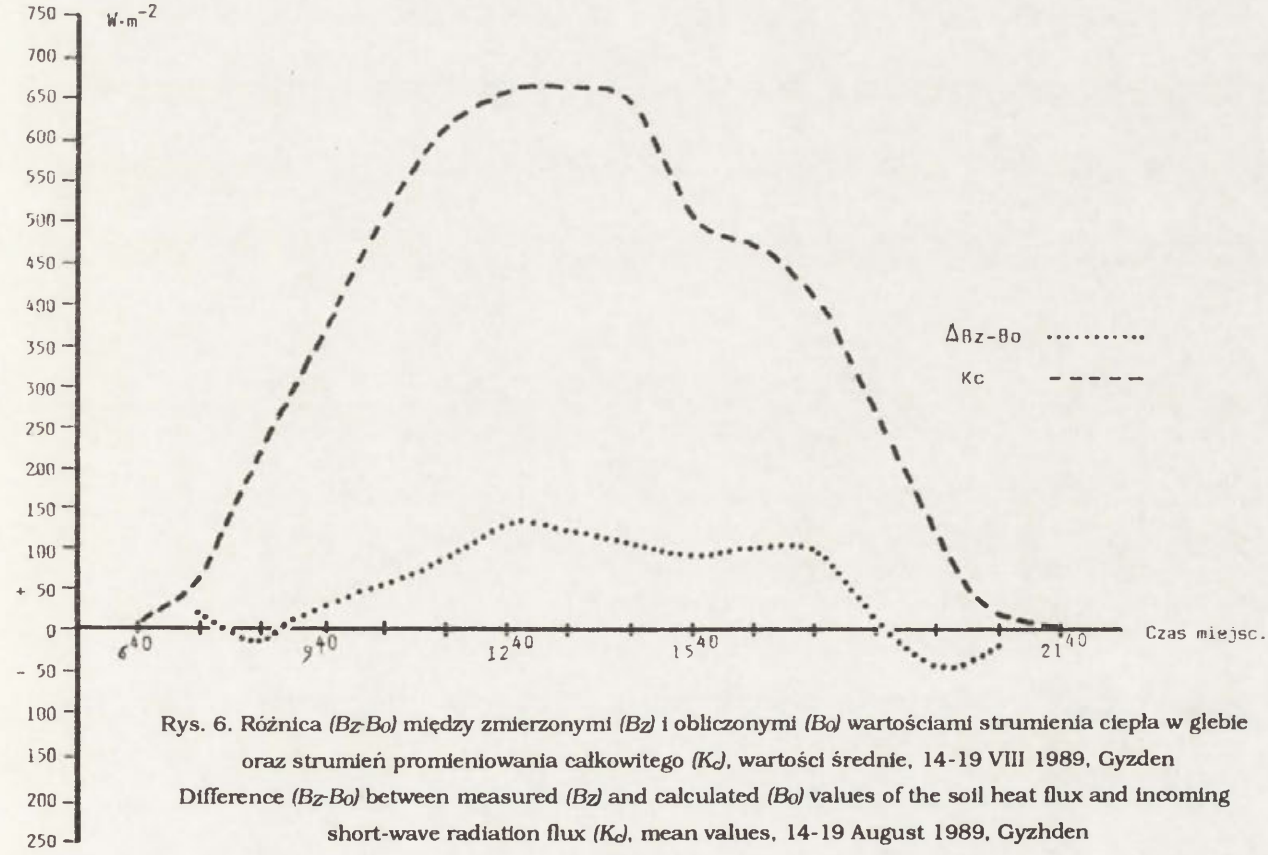
Measured *(Bz)* and calculated *(Bo)* values of the soil heat flux and incoming short-wave radiation flux *(Kc)*, 19 August 1989, Gyzhden

http://rcin.org.pl



Ryc. 5. Zmierzone *(Bz)* i obliczone *(Bo)* wartości strumienia ciepła w glebie oraz strumień promieniowania całkowitego *(Kc)*, wartości średnie, 14-19 VIII 1989, Gyzden

Measured *(Bz)* and calculated *(Bo)* values of the soil heat flux and incoming short-wave radiation flux *(Kc)*, mean values, 14-19 August 1989, Gyzhden



Rys. 6. Różnica *(Bz-Bo)* między zmierzonymi *(Bz)* i obliczonymi *(Bo)* wartościami strumienia ciepła w glebie oraz strumień promieniowania całkowitego *(Kc)*, wartości średnie, 14-19 VIII 1989, Gyzden

Difference *(Bz-Bo)* between measured *(Bz)* and calculated *(Bo)* values of the soil heat flux and incoming short-wave radiation flux *(Kc)*, mean values, 14-19 August 1989, Gyzhden

http://rcin.org.pl

http://rcin.org.pl

Wymagania techniczne
stawiane pracom składanym do druku w „Zeszytach IGiPZ PAN"

Teksty na dyskietkach muszą spełniać następujące warunki:

1. Zapis w kodach ASCII (większość edytorów ma możliwość eksportu do ASCII; wykluczamy edytor Chi-Writer dla tekstów polskich) z rozszerzeniem TXT, np. BAZA.TXT.
2. Pojedyncza interlinia.
3. Bez wcięć akapitowych, przenoszenia wyrazów, wyrównywania prawego marginesu.
4. Paragrafy (akapity) rozdzielone jedną linią wolną.
5. Tekst gładki, bez wyróżnień (tj. pogrubień, podkreśleń, subskryptów itp.).
6. Podanie jedynie podpisów rysunków i tabel.
7. Miejsca, w których występują wzory, zaznaczyć w nawiasach; same wzory osobno na wydruku lub na kartce.
8. Tabele oraz rysunki przygotowane za pomocą innych programów (np. LOTUS) należy umieścić w osobnym pliku o stosownym rozszerzeniu (np. KOŁO.PIC dla rysunków z LOTUSA).

Wydruk dołączony do dyskietki powinien być wydrukowany z podwójną interlinią oraz zawierać wymiary rycin i tabel.

Informacje dla autorów

"Zeszyty IGiPZ PAN" wychodzą w standardowym nakładzie 120 egzemplarzy (w tym 15 autorskich).

Bieżące numery publikacji IGiPZ PAN rozprowadza ORWN, Pałac Kultury i Nauki, Warszawa.
Numery wcześniejsze są do nabycia w Dziale Wymiany Biblioteki IGi PZ PAN ul. Krakowskie Przedmieście 30, 00-927 Warszawa, w godz. od 9 do 15.

http://rcin.org.pl

Zeszyty Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN

1993

12. Z. BABIŃSKI - **Stopień wodny Ciechocinek i jego zbiornik Nieszawa - prognoza zmian środowiska geograficznego;**
    P. GIERSZEWSKI - **Denudacja chemiczna w zlewni Rudy.**
13. A. GAWRYSZEWSKI - **Struktura przestrzenna zatrudnienia i bezrobocia w Polsce, 1990-1992.**
14. M. SOBCZYŃSKI - **Trwałość dawnych granic państwowych w krajobrazie kulturowym Polski.**
15. P. KORCELLI, A. GAWRYSZEWSKI, E. IWANICKA-LYRA, A. MUZIOŁ-WĘCŁAWOWICZ, A. POTRYKOWSKA, M. POTRYKOWSKI, Z. RYKIEL - **Program rozwoju Warszawy - synteza.**
16. T. GERLACH, M. KRYSOWSKA-IWASZKIEWICZ, K. SZCZEPANEK, M.F. PAZDUR - **Nowe dane o pokrywie karpackiej odmiany lessów w Humniskach koło Brzozowa.**
17. R. SZCZĘSNY - **Poziom produkcji towarowej rolnictwa indywidualnego w Polsce. Przestrzenne zróżnicowanie i przemiany w latach 1960 - 1988.**
18. T. KOZŁOWSKA-SZCZĘSNA, D. LIMANÓWKA, T. NIEDŹWIEDŹ, Z. USTRNUL, S. PACZOS - **Charakterystyka termiczna Polski.**
19. R.SZCZĘSNY - **Zróżnicowanie produkcji rolnictwa polskiego w aspekcie gospodarki żywnościowej w 1990r.**
20. A. WOŚ - **Regiony klimatyczne Polski w świetle częstości występowania różnych typów pogody.**

1994

21. A. WERWICKI - **Sfera usług społeczno-kulturalnych w wybranych krajach środkowoeuropejskich w ostatniej dekadzie istnienia nakazowo-rozdzielczego systemu gospodarczego (1980-1989); Potencjały naukowe w Polsce w 1990 roku i ich rozmieszczenie.**
22. E. NOWOSIELSKA - **Sfera usług w badaniach geograficznych. Główne tendencje rozwojowe ostatniego dwudziestolecia i aktualne problemy badawcze.**
23. T. LIJEWSKI - **Infrastruktura komunikacyjna Polski wobec zmian politycznych i gospodarczych w Europie Środkowej i Wschodniej.**
24. A. BOKWA, A. MROCZKA, R. PRZYBYŁA, J. ŚMIAŁKOWSKI, R. TWARDOSZ - **Wybrane zagadnienia z klimatologii i bioklimatologii.**
25. M. DEGÓRSKI, A. MATUSZKIEWICZ, W. MATUSZKIEWICZ, J.M. MATUSZKIEWICZ - **Badania porównawcze ekosystemów leśnych w Finlandii.**

http://rcin.org.pl

http://rcin.org.pl

PL - ISSN 0867-6836

WYDAWNICTWA IGiPZ PAN, WARSZAWA

http://rcin.org.pl