

**Jan KOSSOWSKI**

Institut Agrofizyki PAN  
Institute of Agrophysics, Polish Academy of Sciences

**Problemy metodyczne pomiaru strumienia ciepła w glebie:  
weryfikacja danych względem uzyskanych inną metodą  
Methodical problems concerning soil heat flux measurement:  
verification of the data in respect to obtained by other  
method**

**Słowa kluczowe:** strumień ciepła w glebie,  
błędy pomiaru

**Key words:** soil heat flux, measurement errors

**Wprowadzenie**

Błędy bezpośredniego pomiaru strumienia ciepła w glebie za pomocą płytek – strumieniomierzy i ich przyczyny, a także sposoby korekty uzyskiwanych tą metodą danych to ściśle powiązane ze sobą i niejednokrotnie poruszane zagadnienia. Natura tych błędów związana jest przede wszystkim z samą obecnością strumieniomierza w glebie (niezależnie od umieszczenia go tuż przy powierzchni gleby czy głębiej), zakłócającą swobodny przepływ ciepła, wody i pary wodnej w profilu glebowym. W konsekwencji pole temperatury i wilgotności gleby oraz gęstości strumienia ciepła wokół miernika może w znacznym nawet stopniu odbiegać od

naturalnego (Schwerdtfeger 1970). Określone znaczenie mają przy tym rozmiary strumieniomierza, zwłaszcza jego powierzchnia w przekroju horyzontalnym (jako przeszkoda w ruchu wody i pary) oraz przewodnictwo cieplne strumieniomierza (o ile różni się od przewodnictwa cieplnego gleby). Dalszą przyczyną błędów może być słaby kontakt miernika z glebą czy zmiana jego pozycji w wyniku ruchów gleby. Tak więc błędy pomiaru strumienia ciepła w glebie za pomocą strumieniomierzy są nieuchronne, a przy tym zmienne w czasie (choćby z uwagi na dynamikę wilgotności i cieplnych właściwości gleby).

Do pomniejszenia wielkości błędu popełnianego w pomiarach strumienia ciepła w glebie przy użyciu strumieniomierzy prowadziły określone rozwiązania dotyczące konstrukcji miernika (między innymi jego miniaturyzacja i odpowiedni dobór materiałów) oraz sposobu i warunków przeprowadzenia

kalibracji (Philip 1961, Fuchs i Tanner 1968, Mogensen 1970, Fuchs i Hadas 1973, Watts i in. 1990, Robin i in. 1997). Z kolei, zastosowanie metody Philipa (1961) pozwala na pomniejszenie (niekiedy eliminację) błędu powodowanego przez różnice przewodnictwa cieplnego gleby i strumieniometry (Kossowski 2004).

Błędy pomiaru strumienia ciepła w glebie powstałe z innych przyczyn, choć trudne do oszacowania, także mogą być znaczące. Spodziewać się ich należy zwłaszcza w przypadku umieszczenia strumieniometry tuż przy powierzchni gleby (na głębokości 1–2 cm lub mniejszej). Istotny wpływ na wyniki pomiarów mają wówczas – powodowane przez intensywne opady – zmiany struktury powierzchni gleby (zaskorupianie) oraz zmiany grubości i równomierności ułożenia warstwy gleby ponad strumieniometry. Co więcej, przy takim umiejscowieniu miernika nader często obserwowane jest wyraźne zróżnicowanie wilgotności gleby bezpośrednio powyżej i poniżej niego – w trakcie i po opadach większą wilgotność ponad niż pod strumieniometry, a w okresach bezopadowych i przy dużym nasłonecznieniu – sytuację odwrotną (efekt miejscowej blokady podsiąku kapilarnego oraz migracji pary wodnej w systemie porów, przy jednoczesnym intensywnym parowaniu z powierzchni gleby). Należy zaznaczyć, że przesuszenie warstewki gleby ponad strumieniometry następuje tym szybciej, im bliżej powierzchni się on znajduje oraz im większa jest ilość energii docierającej do powierzchni gleby i używanej na parowanie (Gardner i Hanks 1966). Takie zróżnicowanie wilgotności gleby

(a zatem i jej właściwości cieplnych) dodatkowo komplikuje obraz zaburzeń pola temperatury i gęstości strumienia ciepła wokół strumieniometry, znany z teorii Philipa i Schwerdtfegera. Mając na uwadze również inne przyczyny błędów pomiaru strumienia ciepła w glebie za pomocą strumieniometry należy więc przyjąć, że korekta danych dokonywana metodą Philipa w wielu przypadkach może być niewystarczająca.

Wielkość popełnianego w pomiarach strumieniometrymi błędu (sumarycznego, z różnych przyczyn) można określić poprzez porównanie wartości zmierzonych z uzyskanymi (w tym samym miejscu i czasie) za pomocą innej, przyjętej za wzorcową metody. Postępując w tenże sposób, lecz odnosząc wartości strumienia ciepła wyznaczone metodą wzorcową do wielkości sygnału napięciowego ze strumieniometry, dokonać też można kalibracji strumieniometry w warunkach polowych (*in situ*). Ważny jest przy tym nie tylko wybór metody kontrolnej, ale i rodzaj, ilość i metodyka pozyskiwania danych wyjściowych, a także sposób ich opracowania, rzutujący na wyniki (dokładność) kalibracji strumieniometry, bądź korekty określonych już wartości strumienia ciepła w glebie (przy zastosowaniu stałego, wyznaczonego w warunkach laboratoryjnych współczynnika przeliczeniowego).

## Przegląd literatury

Jako odniesienie dla danych uzyskiwanych ze strumieniometry (wartości strumienia ciepła lub sygnału napięciowego), najczęściej stosowane były

wartości strumienia ciepła wyznaczone metodą pojemnościową, zwaną też kalorymetryczną lub zmian zawartości ciepła (Fan 1967, Hanks i Jacobs 1971, Fuchs i Hadas 1973, Hogstrom 1974, Kossowski 1979, Skoczek 1994, Heusinkveld i in. 2004); rzadziej – metodą gradientową (Bespalov 1962, Kimball i in. 1976), kombinowaną (Robin i in. 1997) lub jeszcze inną (Kimball i in. 1976, Heusinkveld i in. 2004). Każda z tych pośrednich metod ma pewne wady, omawiane bądź dyskutowane w wielu pracach przeglądowych, a także w większości z wymienionych wyżej. O wyborze i zastosowaniu określonej metody decydowały nieraz – poza względami merytorycznymi (np. wielkością błędu) – inne czynniki (możliwość sprostania wymaganiom metody, w tym odnoszących się do technicznej strony prowadzenia pomiarów).

Przy porównywaniu wartości strumienia ciepła otrzymanych ze strumieniomierza i metodą kontrolną stwierdzano generalne podobieństwo (zgodność) ich przebiegu dobowego, a jednocześnie zróżnicowanie (nieraz znaczne) przedziału zmian. Odnotowane różnice tych wartości w danym momencie lub przedziale czasu (np. godziny), z reguły charakterystycznie układające się w ciągu doby, oznaczały wielkość bezwzględnego błędu wartości strumienia ciepła w pomiarach strumieniomierzem, toteż mogły już być wykorzystane do korekty danych (Hogstrom 1974). Oprócz przeprowadzania tego typu porównań, określano związek między wartościami strumienia ciepła (bądź sygnału napięciowego) otrzymanymi ze strumieniomierza i metody kontrolnej, poprzez wyznaczenie równań regresji

oraz współczynników korelacji. Zgodnie stwierdzano, że związek ten daje się opisać równaniem liniowym, typu  $y = ax + b$ , a korelacja analizowanych danych – wysoka (współczynniki korelacji rzędu 0,9). Wyznaczone równania – zależnie od rozpatrywanych danych – służyły następnie do określania gęstości strumienia ciepła w glebie na podstawie sygnału napięciowego ze strumieniomierza bądź korekty wartości strumienia ciepła uzyskanych ze strumieniomierza przeliczonych według znanego współczynnika kalibracji. Należy podkreślić, że za podstawę określenia tych zależności przyjmowane były dane pochodzące albo z pojedynczych, albo z kilku, nawet kilkudziesięciu dni (łącznie). Podejścia te z założenia determinują zakres czasowy stosowalności równań, a także możliwą do uzyskania dokładność wyznaczania lub korekty wartości strumienia ciepła w glebie otrzymanych za pomocą strumieniomierza.

Niniejsza praca stanowi kolejny przyczynek do zagadnienia weryfikacji mierzonych bezpośrednio wartości strumienia ciepła w glebie. Dotyczy określania (opisu) relacji między wartościami strumienia ciepła uzyskanymi ze strumieniomierza i metody kontrolnej w przebiegu dobowym.

## Metodyka badań

Problematyka wyznaczenia gęstości strumienia ciepła w glebie stanowiła integralny aspekt badań stosunków termicznych gleby i struktury bilansu cieplnego na polach uprawnych, prowadzonych od wielu lat w Felinie koło

Lublina. Przyjęty w tych badaniach zakres pomiarów umożliwiał określanie strumienia ciepła w glebie zarówno za pomocą płytek strumieniomierzy, jak i innych metod (pośrednich).

Do bezpośredniego pomiaru strumienia ciepła w glebie używano strumieniomierzy produkcji australijskiej firmy Middleton Instruments. Były one łączone szeregowo w zestawy po 2 płytki, dobrane pod kątem jak najbliższych wartości współczynnika kalibracji. Instalowano je na początku każdego sezonu na głębokości 1 cm pod powierzchnią gleby, tuż obok punktu pomiaru temperatury gleby. Sygnał napięciowy ze strumieniomierzy ( $u$ ), rejestrowany z krokiem 1- lub 2-minutowym, przeliczano na wartości gęstości strumienia ciepła według wzoru:

$$q_{sf} = k_f u \quad (1)$$

gdzie  $k_f$  – współczynnik kalibracji ustalony przez wytwórcę (praktycznie – wartość średnia dla danego zestawu płytek).

Początkowo (w pierwszych latach badań polowych w Felinie) wartości gęstości strumienia ciepła uzyskane ze strumieniomierzy konfrontowano z określonymi metodą zmian zawartości ciepła w warstwie aktywnej (Kossowski 1979). Jednak później, w rezultacie doświadczeń zebranych podczas dalszych pomiarów i analiz (Kossowski 1987, 2001, Sikora i Kossowski 1993), uznano, że w tego typu porównaniach lepiej jest stosować dane otrzymane metodą kombinowaną, stanowiącą połączenie metody zmian zawartości ciepła i gradientowej.

Tak więc, zgodnie z założeniami tej metody, gęstość strumienia ciepła ( $q$ ) na poziomie  $z = 1$  cm (tym samym, co

strumieniomierz) wyznaczano według wzoru:

$$q_{z=1} = \frac{1}{\Delta t} \sum_{i=1}^N Q_i + q_{z=r} \quad (2)$$

gdzie:

$Q_i$  – zmiana zawartości ciepła w  $i$ -tej warstwie gleby pomiędzy poziomem  $z = 1$  cm a  $z = r$  (referencyjnym) w czasie  $\Delta t$ ,

$N$  – liczba wydzielonych warstw,

$q_{z=r}$  – średni strumień ciepła na poziomie referencyjnym w tym samym przedziale czasowym.

Zmiany zawartości ciepła w danej warstwie gleby obliczano na podstawie zmian jej temperatury ( $\Delta T$ ) oraz znanej wartości objętościowej pojemności cieplnej gleby ( $C_v$ ):

$$Q_i = C_v i \Delta T_i h_i \quad (3)$$

przy czym miąższość warstwy ( $h$ ) wynikała z różnicy głębokości, na jakich mierzona była temperatura gleby.

Średnią gęstość strumienia ciepła na dolnej powierzchni warstwy, dla której obliczano zmiany zawartości ciepła w danym przedziale czasu, wyznaczano metodą gradientową:

$$q_{z=r} = -\lambda \frac{\Delta T}{\Delta z} \quad (4)$$

gdzie:

$\lambda$  – współczynnik przewodnictwa cieplnego gleby,

$\Delta T/\Delta z$  – gradient temperatury na głębokości  $z = r$  (uśredniony dla dwóch kolejnych terminów obserwacyjnych).

Materiał obserwacyjny wykorzystany w niniejszej pracy stanowiły wyniki

pomiarów przeprowadzonych w wybranych dniach sezonu wegetacyjnego 1979 roku na poletku bez roślin (z glebą lessopodobną). Temperatura gleby mierzona była termometrami rtęciowymi na głębokościach 1, 5, 10, 15, 20, 30 i 50 cm, w odstępach godzinowych (w niektórych dniach częściej). Tryb dokonywania pomiarów determinował więc przedział czasowy, dla którego obliczana być mogła, według wzoru (2), średnia gęstość strumienia ciepła (zasadniczo – 1 godzina), jak też ilość i miąższość warstw, dla jakich określano zmiany zawartości ciepła w glebie powyżej poziomu referencyjnego. W rezultacie przeprowadzonych analiz (między innymi rozkładów pionowych właściwości fizycznych gleby), a także zgodnie z sugestią innych autorów (Kimball i in. 1976) ustalono, że poziom ten stanowić będzie  $z = 20$  cm. Dla tej głębokości wyznaczany był więc gradient temperatury, decydujący (wobec przyjętej za stałą w danym dniu wartość  $\lambda$ ) o kierunku i zmianach wielkości  $q_{z=}$ , obliczanego według równania (4). Należy zaznaczyć, że przy jego określaniu posługiwano się wartościami temperatury zmierzonej na głębokości 20 cm oraz wyinterpolowanymi dla najbliższych jej poziomów (około 0,7 cm *in plus* i *in minus*), które uzyskano przy rekonstrukcji pionowych rozkładów temperatury gleby (metodą sklejaną funkcji) w kolejnych terminach obserwacji.

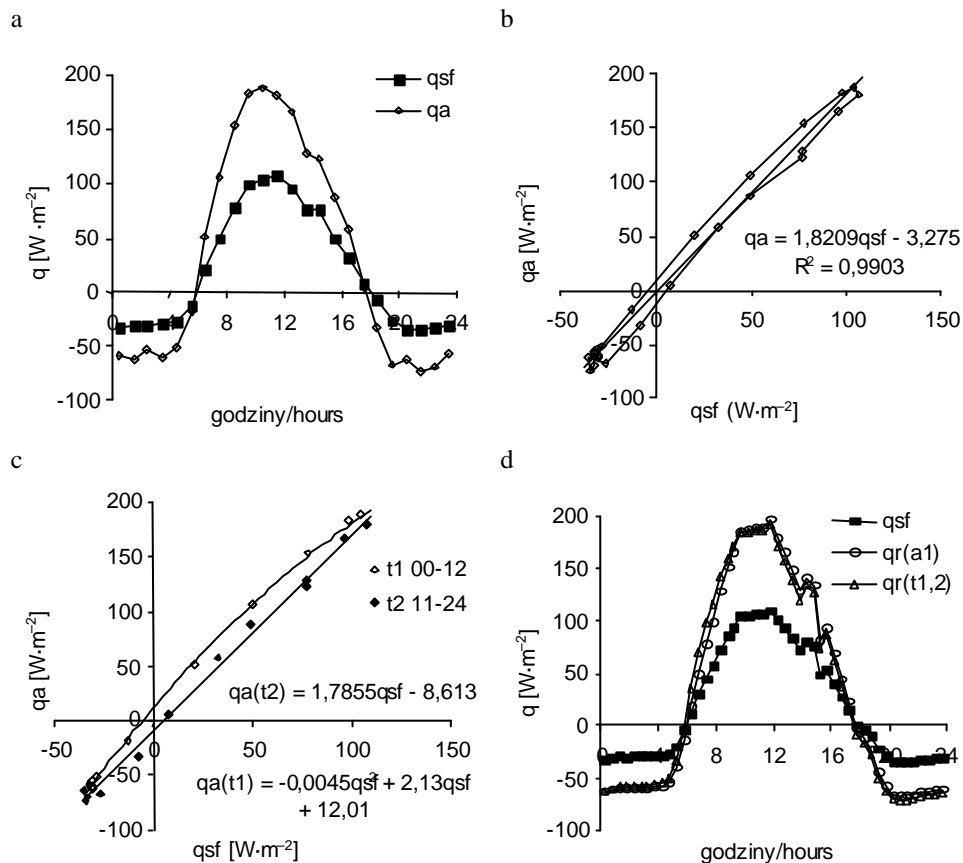
Objętościową pojemność cieplną oraz przewodnictwo cieplne gleby wyznaczano według modelu de Vriesa (1963). Niezbędne przy tym dane dotyczące rozkładu wilgotności w obrębie 20-centymetrowej warstwy gleby w

danym dniu pochodziły z pomiarów dokonywanych metodą grawimetryczną (około południa), a rozkład gęstości gleby ustalono, biorąc pod uwagę wyniki pomiarów przeprowadzonych na początku i końcu sezonu.

## Wyniki

Zagadnienia dotyczące weryfikacji uzyskanej z pomiarów strumieniometrycznymi gęstości strumienia ciepła w glebie w przebiegu dobowym (względem wyznaczonej metodą pośrednią, kombinowaną) przedstawiono na przykładzie trzech specjalnie dobranych dni. W dniu 15 maja i 6 czerwca 1979 roku warunki pogodowe były zbliżone (przeważnie bezchmurne niebo i ciepło), lecz różna wilgotność gleby, natomiast trzeci dzień – 5 lipca 1979 roku – charakteryzował się występowaniem zmiennego zachmurzenia typu konwekcyjnego, a w związku z tym znacznymi wahaniami wartości gęstości strumienia ciepła w glebie. Przy wyborze dni brano również pod uwagę długość okresu, jaki upłynął od momentu zainstalowania strumieniometry ciepła w glebie (21.04.1979).

Wyniki pomiarów i analizy średnich godzinowych wartości gęstości strumienia ciepła w glebie w dniu 15 maja ilustrują wykresy przedstawione na rysunku 1. Wartości strumienia ciepła uzyskane z pomiarów strumieniometrycznymi ( $q_{sp}$ ) znacząco odbiegały od wyznaczonych metodą pośrednią ( $q_a$ ), przy czym większe różnice między nimi zaznaczały się podczas dnia niż nocy (rys. 1a). Największa różnica, wynosząca  $85 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$  (zanotowana między godziną 9 a 10), stanowiła 46% wartości



RYSUNEK 1. Porównanie gęstości strumienia ciepła w glebie w dniu 15.05.1979 roku uzyskanej metodą pośrednią ( $q_a$ ), z pomiarów strumieniomiernicami ( $q_{sf}$ ) i po dokonaniu korekty danych ze strumieniomiernicy ( $q_r$ ): a – przebieg dobowy strumienia ciepła wykreślony na podstawie wartości średnich godzinowych, b – opisany równaniem liniowym związek wartości  $q_a$  i  $q_{sf}$  w okresie doby, c) – tenże związek rozpatrywany oddzielnie dla okresu dopołudniowego,  $q_{r(t1)}$  i popołudniowego,  $q_{r(t2)}$ ; d – porównanie wartości strumienia ciepła w glebie skorygowanych za pomocą powyższych równań korekcyjnych (równania liniowego,  $q_{r(a1)}$ , i równań wyznaczonych dla do- i popołudniowej części doby,  $q_{r(t1,2)}$ )

FIGURE 1. Comparison of heat flux density in soil on the day 15 May 1979 determined by indirect method ( $q_a$ ) and from heat flux plate measurements ( $q_{sf}$ ) before and after these data correction ( $q_r$ ): a – daily course of heat flux obtained on the basis of mean one-hours data, b – relation of  $q_a$  and  $q_{sf}$  values during the day described by linear regression equation, c – relationship of the same values examined separately in forenoon ( $q_{r(t1)}$ ) and afternoon ( $q_{r(t2)}$ ) periods, d – comparison of soil heat flux density values corrected using the above mentioned equations (a linear –  $q_{r(a1)}$  and both, from fore- and afternoon parts of the day –  $q_{r(t1,2)}$ )

strumienia ciepła obliczonej metodą pośrednią (taki też jest błąd pomiarów strumieniomierzami). Związek między wartościami strumienia ciepła w glebie otrzymanymi ze strumieniomierzy i z metody pośredniej w ciągu całej doby, w pierwszym przybliżeniu – opisano równaniem prostej (rys. 1b). Następnie z uwagi na wyraźnie odmienny charakter relacji (tempa zmian) wartości  $q_a$  i  $q_{sf}$  w godzinach przed- i popołudniowych, zastosowano inne podejście przy opisie ich związku – dokonano go oddzielnie dla pierwszej połowy doby (godz. 00–12) – za pomocą wielomianu, a dla drugiej części doby – równaniem liniowym (rys. 1c). W rezultacie otrzymano lepsze dopasowanie danych do linii trendu zmian gęstości strumienia ciepła w glebie w przebiegu dobowym, co potwierdzają zwiększone wartości współczynników determinacji ( $R^2$ ) otrzymanych w ten sposób równań (0,9986 dla godzin przedpołudniowych i 0,9952 dla popołudniowych) w porównaniu do  $R^2 = 0,9903$  równania liniowego uzyskanego z danych całodobowych.

Zasadność (racjonalność) stosowania tych dwóch sposobów opisu związku między wartościami strumienia ciepła uzyskanymi ze strumieniomierzy ( $q_{sf}$ ) i metodą pośrednią ( $q_a$ ) wykazać można najlepiej, dokonując korekty wartości  $q_{sf}$  za pomocą otrzymanych równań, a następnie przeprowadzając analizę porównawczą wszystkich danych. Przeliczone wartości (średnie godzinowe) gęstości strumienia ciepła ze strumieniomierzy przy zastosowaniu równania liniowego uzyskanego z danych całodobowych (oznaczone dalej jako  $qr_{(do)}$ ) oraz według równań wyzna-

czonych dla do- i popołudniowej części doby (oznaczone przez  $qr_{(tl,2)}$ ) różniły się między sobą najwyżej o  $20 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ , przy czym przed południem wartości  $qr_{(tl,2)}$  były wyższe niż  $qr_{(do)}$ , a po południu niższe. Jednocześnie stwierdzono większą zgodność wartości  $qr_{(tl,2)}$  z wyznaczonymi metodą pośrednią  $q_a$  (odchylenie przeciętne danych z całej doby wynosiło  $4,4 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ , w części do- i popołudniowej –  $3,1$  i  $5,8 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ ), niż wartości  $qr_{(do)}$  i  $q_a$  (odchylenie przeciętne  $7,8 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ , do południa  $8,2$ , po południu  $7,3 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ ). Jednak w porównaniu do wartości  $q_{sf}$  największe w przebiegu dobowym różnice tak skorygowanych wartości strumienia ciepła były zbliżone ( $85$  i  $81 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ ) i podobne jak między wartościami  $q_{sf}$  i  $q_a$ . Zróżnicowanie wartości  $qr_{(do)}$  i  $qr_{(tl,2)}$  oraz ich relację do wartości  $q_{sf}$  podczas omawianego dnia ilustruje rysunek 1d, wykonany na podstawie danych 0,5-godzinnych (korzystając z równań korekcyjnych, wyznaczonych na podstawie wartości godzinowych).

Oprócz gęstości strumienia ciepła w glebie, rozpatrywano też sumy wartości dodatnich strumienia ciepła wnika- jącego do gleby ( $\Sigma q_+$ ), obliczone na podstawie danych uzyskanych metodą pośrednią, ze strumieniomierzy oraz po dokonaniu ich korekty według obu rodzajów wyznaczonych równań. I tak, ilość ciepła, jaka wniknęła do gleby w ciągu dnia określona z pomiarów strumieniomierzami wynosiła  $2873 \text{ kJ}\cdot\text{m}^{-2}$ , metodą pośrednią –  $5145 \text{ kJ}\cdot\text{m}^{-2}$ , na podstawie danych skorygowanych według równania liniowego (z danych całodobowych)  $5090 \text{ kJ}\cdot\text{m}^{-2}$ , a z równań wyznaczonych dla przed- i popołudniowej części doby –  $5095 \text{ kJ}\cdot\text{m}^{-2}$ . Warto podkreślić, że różnica sum do-

datnich wartości strumienia ciepła uzyskanych z metody pośredniej i strumieniomierzy ( $2272 \text{ kJ}\cdot\text{m}^{-2}$ ) stanowiła 44% sumy strumienia określonego metodą pośrednią, a także to, że sumy ciepła otrzymane po korekcie danych ze strumieniomierzy (na dwa sposoby) różniły się nieznacznie zarówno między sobą, jak i w stosunku do obliczonych metodą kontrolną. Nieco większe różnice stwierdzono, porównując sumy dodatnich wartości strumienia ciepła ( $\Sigma q_+$ ) określone oddzielnie dla przed- i popołudniowej części dnia na podstawie skorygowanych za pomocą równań danych 0,5-godzinnych. W okresie przedpołudniowym  $\Sigma q_+$  obliczona z wartości  $q_{r(do)}$  wynosiła  $2932 \text{ kJ}\cdot\text{m}^{-2}$ , z wartości  $q_{r(tl,2)}$  –  $3104 \text{ kJ}\cdot\text{m}^{-2}$ , natomiast w godzinach popołudniowych odpowiednio –  $2163$  i  $2014 \text{ kJ}\cdot\text{m}^{-2}$ . Różnice między tymi sumami były jednak tylko kilkuprocentowe.

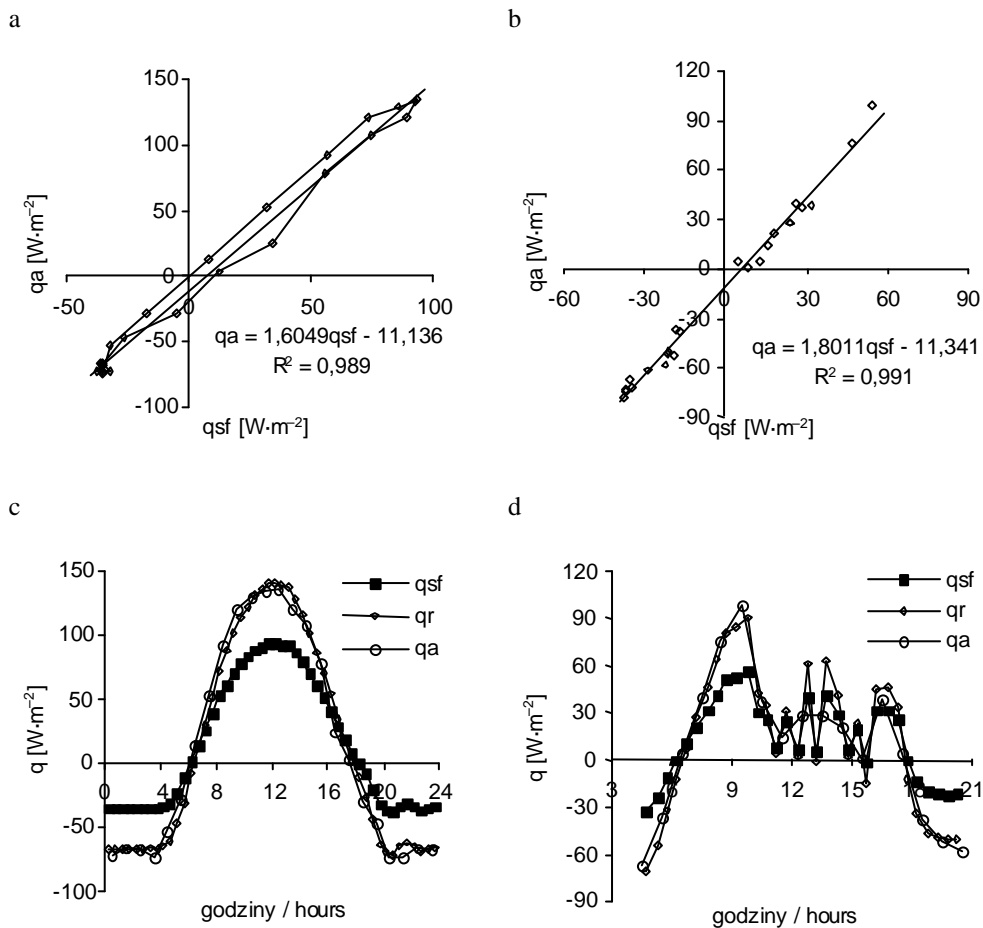
Podsumowaniem powyższej analizy jest następująca konkluzja. Nawet w przypadku dni z wyraźnie zaznaczającą się rozbieżnością (histerezą) wartości gęstości strumienia ciepła uzyskanych ze strumieniomierzy i metodą pośrednią (i o ile nie zachodzi potrzeba pozyskania szczególnie dokładnych danych), związek tych wartości w przebiegu dobowym można opisać równaniem prostej, a korekta wartości ze strumieniomierzy dokonana za pomocą takiego równania daje wyniki wystarczająco poprawne zarówno w odniesieniu do wartości gęstości strumienia ciepła, jak i sum wartości dodatnich (bądź ujemnych) strumienia ciepła obliczanych dla okresu doby lub jej części.

Wyniki pomiarów i analizy wartości gęstości strumienia ciepła w glebie w drugim z rozpatrywanych dni (6

czerwca 1979 r.) przedstawione zostały na rysunku 2a, c. Zróżnicowanie średnich godzinowych wartości  $q_a$  i  $q_{sf}$  w tym dniu w porównaniu do zanotowanego podczas 15 maja było podobne co do charakteru, lecz inne w relacjach wartości. Najwyższa w ciągu doby gęstość strumienia ciepła uzyskana metodą pośrednią wynosiła  $135,6 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ , ze strumieniomierzy –  $93,2 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$  (obie notowano między godziną 12 a 13), ale to największa różnica wartości  $q_a$  i  $q_{sf}$  ( $46,4 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$  między godz. 9 a 10) stanowiła o maksymalnym w tym dniu błędzie pomiaru strumieniomierzami (38,7%). Obliczona na podstawie danych  $q_a$  suma wartości dodatnich strumienia ciepła ( $\Sigma q_+$ ) wynosiła  $3632 \text{ kJ}\cdot\text{m}^{-2}$ , z danych  $q_{sf}$  –  $2555 \text{ kJ}\cdot\text{m}^{-2}$ , a ich różnica ( $1077 \text{ kJ}\cdot\text{m}^{-2}$ ) stanowiła 29,7% otrzymanej metodą pośrednią. Tak więc zarówno wielkość maksymalnego błędu pomiaru strumieniomierzami, jak i procentowej różnicy sumy wartości dodatnich strumienia ciepła uzyskanej metodą bezpośrednią i pośrednią w dniu 6 czerwca okazała się mniejsza od stwierdzonych podczas 15 maja.

Należy podkreślić, że wartości współczynników równań regresji wyznaczonych (dla tych dni) na podstawie średnich godzinowych danych  $q_a$  i  $q_{sf}$  w ciągu całej doby różniły się znacznie: współczynnik kierunkowy  $a$  równania z dnia 6 czerwca był mniejszy niż z 15 maja, natomiast współczynnik  $b$  – większy. Wytłumaczyć to można jako efekt – przede wszystkim – różnej wilgotności gleby w tych dniach (15 maja wynosiła ona w warstwie 0–2 cm  $0,262 \text{ m}^3\cdot\text{m}^{-3}$ , podczas gdy 6 czerwca  $0,127 \text{ m}^3\cdot\text{m}^{-3}$ ) i przez to innej relacji przewodnictwa cieplnego gleby i strumieniomierzy, ale





RYSUNEK 2. Związek wartości strumienia ciepła w glebie uzyskanych metodą pośrednią ( $q_a$ ) i z pomiarów strumieniomierzami ( $q_{sf}$ ) w dniu 6.06.1979 (a) i 5.07.1979 (b) oraz porównanie przebiegu dziennego strumienia ciepła w glebie (dane 0,5-godzinne) przed- ( $q_{sf}$ ) i po dokonaniu ich korekty ( $q_r$ ), na tle średnich godzinowych wartości strumienia wyznaczonych metodą pośrednią w tych dniach, odpowiednio - (c) i (d).

FIGURE 2. Relation between heat flux density in soil determined by indirect method ( $q_a$ ) and one from heat flux plate measurements ( $q_{sf}$ ) on the day 6 June 1979 (a) and 5 July 1979 (b) and comparison of half hours' data of soil heat flux before ( $q_{sf}$ ) and after correction ( $q_r$ ), on the background of mean one-hour values of heat flux obtained indirect method in these days, (c) and (d), respectively.

też – zapewne – lepszego kontaktu płytek z glebą w dniu 6 czerwca (po intensywnych opadach w dniach 25–28 maja, wynoszących łącznie 53 mm).

W trzecim z rozpatrywanych dni (5 lipca 1979 r.) równanie opisujące związek średnich godzinowych wartości gęstości strumienia ciepła otrzymanych metodą pośrednią i z pomiarów strumieniomierzami miało jeszcze inne wartości współczynników (rys. 2b). Zwraca zwłaszcza uwagę zwiększony – w porównaniu do równania z dnia 6 czerwca – współczynnik kierunkowy  $a$ , przy zachowującym zbliżoną wielkość współczynnika  $b$ . Nadmienić trzeba, że wilgotność powierzchniowej (0–2 cm) warstwy gleby w tym dniu ( $0,128 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ ) była niemal identyczna jak dnia 6 czerwca, a więc wspomnianą różnicę wartości współczynnika kierunkowego na pewno nie można wytłumaczyć innym stosunkiem wartości  $\lambda$  gleby do  $\lambda$  płytek strumieniomierzy. Być może jest to rezultat ponownej zmiany kontaktu cieplnego albo – co też mogło mieć miejsce – zmiany ułożenia płytek względem powierzchni gleby, albo grubości warstwy gleby nad płytkami (suma opadów w okresie między tymi dniami wynosiła 93 mm). Odnotować też warto, że nie zaznaczyła się w tym dniu rozbieżność (histereza) wartości strumienia ciepła uzyskanych ze strumieniomierzy i metodą pośrednią w przed i popołudniowej części doby (obserwowano ją w zasadzie tylko podczas słonecznych dni).

Zróżnicowanie średnich godzinowych wartości gęstości strumienia ciepła otrzymanych metodą pośrednią ( $q_a$ ) i z pomiarów strumieniomierzami ( $q_{sf}$ ) w dniu 5 lipca było bardziej widoczne

w godzinach nocnych niż dziennych, z uwagi na zakłócony występowaniem zmiennego zachmurzenia ich przebieg podczas dnia. Największą różnicę wartości  $q_a$  i  $q_{sf}$  ( $44,3 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ) zanotowano, zanim rozwój chmur kłębiastych zahamował wzrost gęstości strumienia ciepła w glebie (między godz. 9 a 10). Odnosząc ją do wartości strumienia otrzymanej metodą pośrednią, otrzymano wielkość maksymalnego błędu pomiaru strumieniomierzami, równą 44,7%. Jak się okazało, błąd ten był podobny do stwierdzonych w poprzednio analizowanych dniach.

## Wnioski

1. Znaczne zróżnicowanie gęstości strumienia ciepła w glebie, mierzonej za pomocą strumieniomierzy i określanej metodą kontrolną (pośrednią, kombinowaną), świadczy o małej wiarygodności wyników pomiarów strumieniomierzami (błędy rzędu 40% i więcej), a zarazem o konieczności ich weryfikacji.
2. Korekty danych uzyskanych ze strumieniomierzy można dokonać za pomocą równań regresji liniowej, na ogół wystarczająco poprawnie opisujących związek wartości strumienia ciepła (np. średnich godzinowych) otrzymanych z pomiarów strumieniomierzami i z metody kontrolnej w określonym dniu.
3. Równanie korekcyjne wyznaczone dla danego dnia jest właściwe w zasadzie tylko dla niego. Ze względu na różną wilgotność gleby (a przez to inną relację przewodnictwa cieplnego gleby i strumieniomierzy)

oraz różny – lepszy bądź gorszy – kontakt płytek z glebą, wartości współczynników w równaniu wyznaczonym dla jednego dnia mogą znacznie odbiegać od występujących w równaniu z innego (nawet niezbyt odległego w czasie) dnia.

4. Wyznaczone na podstawie danych godzinowych równania korekcyjne można z powodzeniem wykorzystać do odtwarzania przedbiegów dobowych gęstości strumienia ciepła w glebie na podstawie danych z krótszych przedziałów czasowych, a nawet wartości chwilowych.

## Literatura

- BESPALOV D.P. 1962: Zawisimost perewodnogo množitelja teplomera ot teploprovodnosti sredy. *Trudy GGO* 127: 145–153.
- de VRIES D.A. 1963: Thermal properties of soils. [w:] W.R. van Wijk (ed.) *Physics of Plant Environment*. North Holland Publ. Co., Amsterdam.
- FAN A. 1967: O graduirowke teplomerow w jestestwennych usłowijach. *Trudy GGO* 214: 48–62.
- FUCHS M., HADAS A. 1973: Analysis of the performance of an improved soil heat flux transducer. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 37: 173–175.
- FUCHS M., TANNER C.B. 1968: Calibration and field test of soil heat flux plates. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 32: 326–328.
- GARDNER H.R., HANKS R.J. 1966: Evaluation of the evaporation zone in soil by measurement of heat flux. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 30: 425–428.
- HANKS R.J., JACOBS H.S. 1971: Comparison of the calorimetric and flux meter measurements of soil heat flow. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 35: 671–674.
- HEUSINKVELD B.G., JACOBS A.F.G., HOLTSLAG A.A.M., BERKOWICZ S.M. 2004: Surface energy balance closure in an arid region: role of soil heat flux. *Agric. For. Meteorol.* 122: 21–37.
- HOGSTROM U. 1974: In situ calibration of ground heat flux plates. *Agric. Meteorol.* 13: 161–168.
- KIMBALL B.A., JACKSON R.D., NAKAYAMA F.S., IDSO S.B., REGINATO R.J. 1976: Soil heat flux determination: Temperature gradient method with computed thermal conductivities. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 40: 25–28.
- KOSSOWSKI J. 1979: Porównanie gęstości strumienia ciepła w glebie określonej metodą bezpośrednią za pomocą płytek strumieniometry ciepła i metodą obliczeniową ze zmian zawartości ciepła w warstwie aktywnej. Spraw. MR II.8.02.8, Inst. Agrofizyki PAN, Lublin.
- KOSSOWSKI J. 1987: The effect of plow layer structure on the thermal relations in the soil. *Zesz. Prob. Post. Nauk Rol.* 346: 55–63.
- KOSSOWSKI J. 2001: Strumień ciepła w glebie wyznaczany wybranymi metodami obliczeniowymi. *Annales UMCS s. B.* 55/56: 195–202.
- KOSSOWSKI J. 2004: Problemy metodyczne pomiaru strumienia ciepła w glebie: zastosowanie teorii Philipa. *Przeł. Nauk. Inżynieria i Kształtowanie Środowiska* 28: 78–87.
- MOGENSEN V.O. 1970: The calibration factor of heat flux meters in relation to the thermal conductivity of the surrounding medium. *Agric. Meteorol.* 7: 401–410.
- PHILIP J.R. 1961: The theory of heat flux meters. *J. Geophys. Res.* 66: 571–579.
- ROBIN P., CELLIER P., RICHARD G. 1997: Theoretical and field comparison of two types of soil heat fluxmeter. *Soil Technology* 10: 185–206.
- SCHWERDTFEGGER P. 1970: The measurement of heat flow in the ground and the theory of heat flux meters. US Army Cold Regions Res. and Eng. Lab., Report TR 232, Hanover, N.H.
- SIKORA E., KOSSOWSKI J. 1993: Thermal conductivity and diffusivity estimations of uncompacted and compacted soils using computing methods. *Polish J. Soil Sci.* 26: 19–26.
- SKOCZEK J. 1994: Porównanie wartości strumienia ciepła w glebie wyznaczonych dwoma sposobami. *Zesz. IGiPZ PAN* 26: 41–79.

WATTS D.B., KANEMASU E.T., TANNER C.B. 1990: Modified heat-meter method for determining soil heat flux. *Agric. For. Meteorol.* 49: 311–330.

## Summary

**Methodical problems concerning soil heat flux measurement: verification of the data in respect to obtained by other method.** The results of soil heat flux density measurement using flux plates are as a rule burdened with substantial errors. Therefore, the verification of heat flux plate data is necessary it may be performed by comparing these data to obtained by the other method, recognised a control. In this paper, there is examined the relation between the values of soil heat flux density from plates buried at the depth of 1 cm and these obtained by combined method (i.e. heat storage changes within soil layer 1–20 cm and flux at depth 20 cm determined by gradient method). The ground for the analyses was constituted by the results of measurements

carried out on the cultivated field without plants during the selected three days that were characterized by different weather and soil moisture conditions. The regression equations describing relation of soil heat flux density values (mean for one hour) derived from indirect method and flux plates in daily course were determined separately for each day. It was stated that values of the numerical coefficients in these equations differed significantly with regard to different soil moisture (as a consequence, a diverse relation of soil thermal conductivity to heat flux plate one) as well as different contact between soil material and plate. Therefore, if such equations are to be used for the correction of the flux-plates data, they should be applied, as a rule, only this day they were determined for.

### Author's address:

Jan Kossowski  
Instytut Agrofizyki PAN  
ul. Doświadczalna 4, 20-290 Lublin  
Poland