

POLSKA AKADEMIA NAUK
INSTYTUT GEOGRAFII i PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA
im. Stanisława Leszczyckiego

DOKUMENTACJA GEOGRAFICZNA nr 14

JANUSZ PASZYŃSKI
KRYSTYNA MIARA
JÓZEF SKOCZEK

**WYMIANA ENERGII
MIĘDZY ATMOSFERĄ A PODŁOŻEM
JAKO PODSTAWA KARTOWANIA
TOPOKLIMATYCZNEGO**



WARSZAWA 1999

DOKUMENTACJA GEOGRAFICZNA

Redaguje zespół w składzie:

Teresa Kozłowska-Szczęsna
(redaktor)

Grzegorz Węclawowicz
(zastępca redaktora)

Jerzy Grzeszczak

Marek Degórski

Barbara Jaworska
(sekretarz)

Wydawca:
IG i PZ PAN

Adres redakcji:
00-818 Warszawa, ul. Twarda 51/55
tel.(48-22) 69 78 851
fax (48-22) 620 62 21

PL - ISSN 0867-6836
ISBN 83-87954-45-4

Od Redakcji

Redakcja „Dokumentacji Geograficznej” uprzejmie informuje, że od 2000 roku nastąpiło połączenie serii „Zeszyty IGiPZ PAN” i „Dokumentacji Geograficznej”. Zachowujemy charakter i szatę graficzną „Zeszytów”, a numerację „Dokumentacji Geograficznej”.

„Dokumentacja Geograficzna” jest wydawnictwem Instytutu, które ukazuje się od 1955 roku. Początkowo wydawano 12, a następnie 6 zeszytów rocznie. Od 1995 roku jest to seria; dotychczas opublikowano w jej ramach 13 zeszytów.

Na końcu niniejszego opracowania prezentujemy spis wszystkich prac opublikowanych w latach 1991 – 1998 w serii „Dokumentacja Geograficzna”.

Zespół redakcyjny nowej „Dokumentacji Geograficznej”, który ma nadzieję przejąć wszystkie dobre tradycje obu serii, pozostaje taki sam, jak w serii „Zeszyty IGiPZ PAN”.

The Editors of „Dokumentacja Geograficzna” hereby inform the Readers that since the year 2000 the serials „Zeszyty IGiPZ PAN” and „Dokumentacja Geograficzna” have joined as a publication. The format and style of „Zeszyty IGiPZ PAN” are carried on but enumeration is that of „Dokumentacja Geograficzna” and is continued.

„Dokumentacja Geograficzna” has been published by the Institute of Geography and Spatial Organization of the Polish Academy of Sciences since 1955. Initially there have been 12, and then 6 issues annually. Beginning 1995 „Dokumentacja Geograficzna” is a serial publication numbered now all together 13 volumes.

Concluding this issue we present the list of all papers published in „Dokumentacja Geograficzna” in 1995– 1998. Heretofore Editorial Board of „Zeszyty IGiPZ PAN” – now takes over the new „Dokumentacja Geograficzna” and intends to maintain all the good traditions of both titles.

Errata

**Dokumentacja Geograficzna nr 14, 15, 16 i 17
została wydrukowana z błędnym numerem ISSN.
Prawidłowy jest numer ISSN 0012-5032.**

POLSKA AKADEMIA NAUK
INSTYTUT GEOGRAFII i PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA
im. Stanisława Leszczyckiego

DOKUMENTACJA GEOGRAFICZNA nr 14

JANUSZ PASZYŃSKI
KRYSTYNA MIARA
JÓZEF SKOCZEK

**WYMIANA ENERGII
MIĘDZY ATMOSFERĄ A PODŁOŻEM
JAKO PODSTAWA KARTOWANIA
TOPOKLIMATYCZNEGO**



WARSZAWA 1999

Recenzent:

Prof. dr hab. Jerzy Jaworski

Praca wykonana w projekcie badawczym KBN nr 6 P202 040 07

Abstract. The main purpose of this study is to present the methodology of topoclimatological classification of relatively small areas based on specific patterns of energy exchange at the interface earth-atmosphere, and in turn, its suitability for topoclimatological mapping. Apart from the introduction, this paper is organized into three main parts. The importance of energy exchange at the earth-atmosphere boundary („active surface”) in controlling topoclimatic differentiation, forms the main content of the chapter 2. Therefore, the focus of this chapter is on the role of physical properties of the active surface in the energy balance. The aim of the chapter 3. is to present the methods appropriate to field investigations of energy exchange. The chapter 4. is concerned with the cartographic representation of topoclimates. Using the typologies of energy exchange for both day-time and night-time, the final classification of topoclimates has been elaborated and basic topoclimatological maps have been drawn up. Sixteen types of topoclimates have been distinguished, according to the relative values of main components of energy balance.

Key words: Energy exchange, heat balance, radiation balance, turbulent heat exchange, conductive heat exchange, local climates, topoclimatology, topoclimatological mapping.

SPIS TREŚCI

PRZEDMOWA	5
SPIS SYMBOLI	9
1. WSTĘP	15
2. WYMIANA ENERGII NA POWIERZCHNI GRANICZNEJ ATMOSFERA – PODŁOŻE	19
2.1. SPOSOBY PRZENOSZENIA ENERGII	19
2.2. WYMIANA ENERGII PRZEZ PROMIENIOWANIE	21
2.2.1. PODSTAWOWE POJĘCIA	21
2.2.2. PROMIENIOWANIE KRÓTKOFALOWE	23
2.2.2.1. PROMIENIOWANIE SŁONECZNE BEZPOŚREDNIE	23
2.2.2.2. PROMIENIOWANIE SŁONECZNE ROZPROSZONE	26
2.2.2.3. PROMIENIOWANIE SŁONECZNE CAŁKOWITE	27
2.2.2.4. PROMIENIOWANIE SŁONECZNE ODBITE	28
2.2.2.5. PROMIENIOWANIE SŁONECZNE POCHŁONIĘTE	30
2.2.3. PROMIENIOWANIE DŁUGOFALOWE	31
2.2.3.1. PROMIENIOWANIE DŁUGOFALOWE UCHODZĄCE	31
2.2.3.2. PROMIENIOWANIE ZWROTNE ATMOSFERY	32
2.2.3.3. SALDO PROMIENIOWANIA DŁUGOFALOWEGO	34
2.2.4. SALDO PROMIENIOWANIA	34
2.3. WYMIANA CIEPŁA PRZEZ UNOSZENIE	36
2.3.1. PÓLEMPIRYCZNE TEORIE TURBULENCJI	36
2.3.2. STRUMIEŃ CIEPŁA JAWNEGO	49
2.3.3. STRUMIEŃ CIEPŁA UTAJONEGO	50
2.4. WYMIANA CIEPŁA Z PODŁOŻEM PRZEZ PRZEWODZENIE	53
2.5. WYMIANA CIEPŁA FOTOCHemicznego (ASYMILACJI I SPALANIA WĘGLA)	56
2.6. BILANS ENERGII POWIERZCHNI CZYNNEJ	57
3. METODY WYZNACZANIA SKŁADNIKÓW BILANSU CIEPLNEGO POWIERZCHNI CZYNNEJ	61
3.1. METODY WYZNACZANIA STRUMIENI RADIACYJNYCH	61
3.1.1. PROMIENIOWANIE KRÓTKOFALOWE	62
3.1.1.1. PROMIENIOWANIE SŁONECZNE CAŁKOWITE	62
3.1.1.2. PROMIENIOWANIE SŁONECZNE BEZPOŚREDNIE	63
3.1.1.3. PROMIENIOWANIE SŁONECZNE ROZPROSZONE	64
3.1.1.4. PROMIENIOWANIE SŁONECZNE ODBITE	64
3.1.2. PROMIENIOWANIE DŁUGOFALOWE	65
3.1.3. SALDO PROMIENIOWANIA	67

3.2. METODY WYZNACZANIA STRUMIENI TURBULENCYJNYCH	70
3.2.1. METODY WYZNACZANIA TURBULENCYJNYCH STRUMIENI CIEPŁA JAWNEGO I CIEPŁA UTAJONEGO	70
3.2.1.1. METODA KORELACYJNA	70
3.2.1.2. METODY GRADIENTOWE	71
3.2.1.3. METODA BILANSU CIEPLNEGO	73
3.2.1.4. METODY EWAPOROMETRYCZNE I LIZYMETRYCZNE	73
3.2.1.5. METODY WYZNACZANIA KONDENSACJI PARY WODNEJ	74
3.2.2. POMIARY ELEMENTÓW METEOROLOGICZNYCH	75
3.2.2.1. POMIARY TEMPERATURY POWIETRZA	75
3.2.2.2. POMIARY WILGOTNOŚCI POWIETRZA	76
3.2.2.3. POMIARY PRĘDKOŚCI WIATRU	77
3.3. METODY WYZNACZANIA STRUMIENIA CIEPŁA PRZEWODZONEGO W PODŁOŻU	78
3.3.1. METODA PRZEWODNICTWA CIEPLNEGO (GRADIENTOWA)	78
3.3.2. METODA POJEMNOŚCI CIEPLNEJ	80
4. KARTOWANIE TOPOKLIMATYCZNE	81
4.1. MAPY TOPOKLIMATYCZNE I ICH RODZAJE	81
4.1.1. MAPY ANALITYCZNE	84
4.1.1.1. POMIARY W TERENIE	84
4.1.1.2. POMIARY ZDALNE (TELEDETEKCJA)	85
4.1.2. MAPY SYNTETYCZNE	90
4.1.3. MAPY BONITACYJNE	91
4.1.4. MAPY PROGNOSTYCZNE	92
4.2. WYDZIELANIE I KARTOWANIE TOPOKLIMATÓW NA PODSTAWIE WYMIANY ENERGII MIĘDZY ATMOSFERĄ A PODŁOŻEM	93
4.2.1. ZASADY OGÓLNE	93
4.2.2. TYPOLOGIA WYMIANY ENERGII NA POWIERZCHNI CZYNNEJ	94
4.2.2.1. TYPY WYMIANY ENERGII W PORZE DZIENNEJ	96
4.2.2.2. TYPY WYMIANY ENERGII W PORZE NOCNEJ	99
4.2.3. KLASYFIKACJA TOPOKLIMATÓW	101
4.2.4. KARTOWANIE TOPOKLIMATÓW	104
4.2.4.1. UWAGI PODSTAWOWE	104
4.2.4.2. MAPY POMOCNICZE – MAPY WŁAŚCIWOŚCI PODŁOŻA	105
4.2.4.3. KARTOWANIE TYPÓW WYMIANY ENERGII	109
4.2.4.4. SYNTETYCZNA MAPA TOPOKLIMATYCZNA	110
4.2.4.5. MAPY POCHODNE	112
LITERATURA	114
<i>THE ENERGY EXCHANGE AT THE EARTH-ATMOSPHERE BOUNDARY AS A BASE FOR TOPOCLIMATOLOGICAL MAPPING (SUMMARY)</i>	125

PRZEDMOWA

Poniższe studium stanowi wynik badań prowadzonych w Zakładzie Klimatologii Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN w ramach grantu przyznanego przez Komitet Badań Naukowych (projekt badawczy nr 6 P202 040 07). Zasadniczym celem tych badań było znalezienie odpowiedzi na pytanie: „Jaki jest mechanizm kształtowania się różnych topoklimatów w następstwie procesu wymiany energii zachodzącego między atmosferą a jej podłożem (a więc na tak zwanej powierzchni czynnej), i w jaki sposób można na podstawie cech tej wymiany wyróżnić odrębne topoklimaty oraz wyznaczyć i skartować obszary i zasięgi ich występowania?”. Ostatecznym rezultatem badań jest opracowanie sposobu szczegółowego kartowania terenu pod względem klimatycznym i wykonanie mapy topoklimatycznej, przedstawiającej zasięgi wyróżnionych typów topoklimatu.

Z tych względów całość opracowania podzielona została na cztery zasadnicze części. W części pierwszej, wstępnej, przedstawiono między innymi definicje zasadniczych pojęć z zakresu dyscypliny naukowej, w której zakres wchodzi niniejsze studium – topoklimatologii. W części drugiej omówiona została rola, jaką odgrywa wymiana energii między atmosferą a jej podłożem w kształtowaniu się różnego typu topoklimatów. Główną uwagę zwrócono przy tym na właściwości fizyczne powierzchni czynnej, one to bowiem – obok innych czynników – oddziałują na wartości poszczególnych strumieni energii, a przez to decydują o zróżnicowaniu terenu pod względem topoklimatycznym. W tej części znalazł się też szereg wykresów przedstawiających typowe przebiegi dobowe poszczególnych składników bilansu promieniowania i bilansu cieplnego w różnych typach środowiska geograficznego, przy czym dane liczbowe służące do sporządzenia tych wykresów stanowią głównie wyniki uzyskane w trakcie badań terenowych prowadzonych od wielu już lat w różnych regionach kraju, a nawet – w różnych częściach świata, przez Zakład Klimatologii IGiPZ PAN lub też z jego udziałem.

Część trzecia poświęcona jest metodom przydatnym i stosowanym w terenowych badaniach wymiany energii. W części tej szczegółowo omówiono metody pozwalające na wyznaczenie chwilowych wartości poszczególnych składników bilansu cieplnego, a przez to – określenie ich przebiegu w cyklu dobowym. Porównano przy tym szereg różnego rodzaju technik pomiarowych, wykorzystując także liczne doświadczenia w tym zakresie, uzyskane w prowadzonych przez Zakład Klimatologii IGiPZ PAN badaniach terenowych o charakterze ekspedycyjnym.

Ostatnia wreszcie część czwarta dotyczy kartowania topoklimatycznego. Zawiera ona propozycję podziału istniejących map topoklimatycznych na różne ich rodzaje (mapy analityczne, syntetyczne, bonitacyjne, prognostyczne). Jako końcowy efekt całości podjętych

badan przedstawiono oryginalną koncepcję klasyfikacji topoklimatów, opartej na głównych cechach wymiany energii na powierzchni granicznej. Klasyfikacja ta posłużyła z kolei do sporządzenia map topoklimatycznych dwóch różnych obszarów, położonych w odmiennych pod względem warunków fizycznogeograficznych regionach kraju.

Przy pisaniu trzech pierwszych części współpracowali ze mną mgr Krystyna Miara i dr Józef Skoczek, którym w tym miejscu – jako współautorom – serdecznie za tę współpracę dziękuję. Mgr K. Miara jest też wyłączną autorką rozdziału 2.3.1. na temat turbulencyjnej wymiany ciepła w warstwie przyziemnej. Mgr Miara zajęła się ponadto czasochłonnym i żmudnym przygotowaniem redakcyjnym całości opracowania oraz składem komputerowym tekstu, wzorów, tabel i rycin.

Jeśli chodzi o część ostatnią, to tekst ten jest mojego autorstwa, natomiast dr J. Skoczek jest autorem szeregu map pomocniczych, które posłużyły do sporządzenia ostatecznej wersji mapy topoklimatycznej.

W trakcie wykonywania tej pracy oparto się w dużym stopniu na bogatych doświadczeniach, zdobytych w długoletnich badaniach wymiany energii i bilansu cieplnego prowadzonych już od dawna przez Zakład Klimatologii Instytutu Geografii PAN. Przy pisaniu przede wszystkim dwóch pierwszych części – a w pewnym stopniu także i części trzeciej – wykorzystano też w znacznej mierze treść niektórych z moich wykładów uniwersyteckich, wygłaszanych w kilku ubiegłych latach dla studentów geografii w różnych uczelniach krajowych i zagranicznych: wykładów z „Fizyki środowiska geograficznego” na Uniwersytecie Warszawskim, z „Klimatologii fizycznej” („*Climatologie Physique*”) oraz „Mikroklimatologii rolniczej i leśnej” („*Microclimatologie agricole et forestière*”) na Uniwersytecie Paris X – Nanterre, jak również – z „Topoklimatologii” („*Topoclimatologie*”) na Uniwersytecie w Aix-en-Provence we Francji.

Dużą pomoc w zbieraniu materiałów obserwacyjnych uzyskano ze strony zespołu pracowników Katedry Agrometeorologii Akademii Rolniczej w Poznaniu, który pod kierunkiem prof. dr. hab. Andrzeja Kędziory przeprowadził kilka serii pomiarów składników bilansu cieplnego na Równinie Kościańskiej i w Dolinie dolnej Odry, a także – zespołu Katedry Meteorologii i Klimatologii Rolniczej Akademii Rolniczej w Krakowie kierowanego przez prof. dr. hab. Barbarę Olechnowicz-Bobrowską, który wykonał kilkumiesięczną serię całodobowych pomiarów wszystkich składników bilansu promieniowania na Wyżynie Małopolskiej (Płaskowyż Proszowski). Obydwu tym zespołom badawczym składam w tym miejscu serdeczne podziękowanie.

Dziękuję panu mgr Tadeuszowi Celmerowi za opracowanie szczegółowego podziału okolic Ciechocinka (części Kotliny Toruńskiej i Równiny Inowrocławskiej) na podstawowe jednostki fizycznogeograficzne, jak również panu dr Ryszardowi Czarneckiemu za udostępnienie jego rękopiśmiennych, nie publikowanych dotychczas map różnych składników środowiska geograficznego Wyżyny Sandomierskiej, co znakomicie ułatwiło kartowanie topoklimatyczne tych dwóch obszarów.

Niech mi będzie wolno podziękować panu prof. dr hab. Jerzemu Jaworskiemu za wnikliwą recenzję całości opracowania i za szereg istotnych i cennych uwag, które zostały wykorzystane do uzupełnienia i przygotowania ostatecznej wersji tekstu.

Podziękowania należą się także pracownikom Działu Wydawnictw IGiPZ PAN: panu dr Bronisławowi Czyżowi za weryfikacją tekstów angielskich, pani mgr Ewie Jankowskiej za konsultacje i wykonanie barwnych załączników kartograficznych, tudzież pani mgr Barbarze Jaworskiej za opracowanie redakcyjne całości. Dziękuję wreszcie pani Bożenie Tomiak z Komitetu Badań Naukowych za okazywaną stale życzliwość i wyrozumiałość w trakcie realizacji tego opracowania.

Janusz Paszyński

W tym celu należało przede wszystkim zrehabilitować dotychczasową historię i dotychczasowe osiągnięcia. W tym celu należało przede wszystkim zrehabilitować dotychczasową historię i dotychczasowe osiągnięcia.

W tym celu należało przede wszystkim zrehabilitować dotychczasową historię i dotychczasowe osiągnięcia. W tym celu należało przede wszystkim zrehabilitować dotychczasową historię i dotychczasowe osiągnięcia.

W tym celu należało przede wszystkim zrehabilitować dotychczasową historię i dotychczasowe osiągnięcia. W tym celu należało przede wszystkim zrehabilitować dotychczasową historię i dotychczasowe osiągnięcia.

W tym celu należało przede wszystkim zrehabilitować dotychczasową historię i dotychczasowe osiągnięcia. W tym celu należało przede wszystkim zrehabilitować dotychczasową historię i dotychczasowe osiągnięcia.

W tym celu należało przede wszystkim zrehabilitować dotychczasową historię i dotychczasowe osiągnięcia. W tym celu należało przede wszystkim zrehabilitować dotychczasową historię i dotychczasowe osiągnięcia.

W tym celu należało przede wszystkim zrehabilitować dotychczasową historię i dotychczasowe osiągnięcia. W tym celu należało przede wszystkim zrehabilitować dotychczasową historię i dotychczasowe osiągnięcia.

SPIS SYMBOLI

- A – ciepło antropogeniczne — ciepło sztuczne [$\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$], *anthropogenic heat flux*,
- C – pojemność cieplna [$\text{J}\cdot\text{m}^{-3}\cdot\text{deg}^{-1}$], *heat capacity*,
- C_a – pojemność cieplna powietrza [$\text{J}\cdot\text{m}^{-3}\cdot\text{deg}^{-1}$], *heat capacity of air*,
- C_g – pojemność cieplna gleby [$\text{J}\cdot\text{m}^{-3}\cdot\text{deg}^{-1}$], *heat capacity of soil*,
- C_{min} – pojemność cieplna składników mineralnych gleby [$\text{J}\cdot\text{m}^{-3}\cdot\text{deg}^{-1}$], *heat capacity of mineral soil components*,
- C_{org} – pojemność cieplna składników organicznych gleby [$\text{J}\cdot\text{m}^{-3}\cdot\text{deg}^{-1}$], *heat capacity of organic soil components*,
- C_s – pojemność cieplna składników stałych gleby [$\text{J}\cdot\text{m}^{-3}\cdot\text{deg}^{-1}$], *heat capacity of solid soil components*,
- C_w – pojemność cieplna wody [$\text{J}\cdot\text{m}^{-3}\cdot\text{deg}^{-1}$], *heat capacity of water*,
- D – promieniowania słoneczne rozproszone [$\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$], *diffuse solar radiation*,
- E – turbulencyjny strumień ciepła utajonego [$\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$], *turbulent flux of latent heat*,
- G – strumień ciepła przewodzonego w podłożu/w glebie [$\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$], *subsurface/soil heat flux*,
- G_b – strumień ciepła w warstwie roślinnej [$\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$], *heat storage rate in the stand (in the vegetation layer), heat release from the stand*,
- H – turbulencyjny strumień ciepła jawnego [$\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$], *turbulent flux of sensible heat*,
- K – współczynnik wymiany turbulencyjnej — lepkość turbulencyjna [$\text{m}^2\cdot\text{s}^{-1}$], *turbulent transfer coefficient — generic eddy diffusivity*,
- K_H – współczynnik turbulencyjnej wymiany ciepła [$\text{m}^2\cdot\text{s}^{-1}$], *eddy diffusivity for heat*,
- K_M – współczynnik turbulencyjnej wymiany pędu [$\text{m}^2\cdot\text{s}^{-1}$], *eddy diffusivity for momentum*,
- K_W – współczynnik turbulencyjnej wymiany pary wodnej [$\text{m}^2\cdot\text{s}^{-1}$], *eddy diffusivity for water vapour*,
- K^\downarrow – promieniowanie słoneczne całkowite — promieniowanie krótkofalowe dochodzące [$\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$], *global solar radiation — incoming short-wave radiation*,
- K^\uparrow – promieniowanie słoneczne odbite — promieniowanie krótkofalowe odbite [$\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$], *reflected solar radiation*,
- K^* – promieniowanie słoneczne pochłonięte — saldo promieniowania krótkofalowego [$\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$], *absorbed solar radiation — net short-wave radiation*,

- \mathcal{L} – długość Obuchova — skala długości [m], *Obukhov length — length scale*,
- L^\downarrow – promieniowanie zwrotne atmosfery — promieniowanie długofalowe dochodzące [$\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$], *atmospheric counter radiation — incoming long-wave radiation*,
- L^\uparrow – promieniowanie długofalowe uchodzące [$\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$], *outgoing long-wave radiation*,
- L^* – promieniowanie długofalowe pochłonięte — saldo promieniowania długofalowego [$\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$], *net long-wave radiation*,
- L_p – promieniowanie własne czujnika [$\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$], *long-wave radiation emitted by the sensor*,
- Q – strumień promieniowania [$\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$], *radiation flux*,
- Q^\downarrow – promieniowanie w pełnym zakresie widma dochodzące [$\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$], *downward all-wave (total) radiation*,
- Q^\uparrow – promieniowanie w pełnym zakresie widma uchodzące [$\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$], *upward all-wave (total) radiation*,
- Q^* – promieniowanie w pełnym zakresie widma pochłonięte — saldo promieniowania w pełnym zakresie widma [$\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$], *net radiation — net all-wave radiation*,
- Ri – gradientowa liczba Richardsona [w.b.]*, *gradient Richardson number*,
- Ri_c – krytyczna liczba Richardsona dla powstania turbulencji [w.b.], *critical Richardson number for the onset of turbulence*,
- S – promieniowanie słoneczne bezpośrednie padające na powierzchnię poziomą [$\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$], *direct solar radiation on the horizontal surface*,
- S' – promieniowanie słoneczne bezpośrednie padające na powierzchnię prostopadłą [$\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$], *direct solar radiation on the surface normal to the beam*,
- S'_a – promieniowanie słoneczne bezpośrednie rozproszone i pochłonięte przez aerozole [$\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$], *direct solar radiation scattered and absorbed by aerosols*,
- S'_p – promieniowanie słoneczne bezpośrednie rozproszone przez czyste i suche powietrze [$\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$], *direct solar radiation scattered by pure and dry air*,
- S'_w – promieniowanie słoneczne bezpośrednie pochłonięte przez parę wodną [$\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$], *direct solar radiation absorbed by water vapour*,
- S_0 – stała słoneczna [$\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$], *solar constant*,
- $\Delta S'$ – osłabienie promieniowania słonecznego bezpośredniego S' w atmosferze bezchmurnej [$\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$], *extinction of direct solar radiation in the cloudless atmosphere*,
- T – temperatura [$^{\circ}\text{C}$ lub K], *temperature*,
- T_a – temperatura powietrza [K], *air temperature*,

* w.b. oznacza wielkość bezwymiarową

T_p – temperatura czujnika [K], *sensor temperature*,

T_s – temperatura termometru suchego [°C], *dry-bulb temperature*,

T_w – temperatura termometru zwilżonego [°C], *wet-bulb temperature*,

T_0 – 1/ temperatura powierzchni [K], *surface temperature*, 2/ charakterystyczna temperatura warstwy powietrza Δz [K], *characteristic temperature of the air layer Δz* ,

a_s – azymut Słońca [stopnie kąta], *solar azimuth*,

a_λ – zdolność absorpcyjna (promieniowania o długości fali λ) [w.b.], *absorptivity*,

c – ciepło właściwe [$\text{J}\cdot\text{kg}^{-1}\cdot\text{deg}^{-1}$], *specific heat*,

c_p – ciepło właściwe powietrza przy stałym ciśnieniu [$\text{J}\cdot\text{kg}^{-1}\cdot\text{deg}^{-1}$], *specific heat of air at constant pressure*,

d – przesunięcie płaszczyzny zerowej [m], *zero plane displacement*,

e – ciśnienie pary wodnej [hPa], *water vapour pressure*,

e_s – ciśnienie pary wodnej nasyconej [hPa], *saturation vapour pressure*,

g – przyspieszenie ziemskie [$\text{m}^2\cdot\text{s}^{-1}$], *acceleration due to gravity*,

h – wysokość npm [m], *height a.s.l.*,

h_s – wysokość Słońca [stopnie kąta], *solar elevation*,

h_0 – wysokość elementu szorstkości [m], *height of roughness element*,

k_K – współczynnik wzorcowania przyrządu w zakresie krótkofalowym [$\text{W}\cdot\text{m}^{-2}/\text{mV}$], *calibration factor for short-wave radiation*,

k_L – współczynnik wzorcowania przyrządu w zakresie długofalowym [$\text{W}\cdot\text{m}^{-2}/\text{mV}$], *calibration factor for long-wave radiation*,

ℓ – ciepło właściwe parowania/kondensacji [$\text{J}\cdot\text{kg}^{-1}$], *specific heat of vaporization/condensation*,

\bar{l} – droga zmieszania [m], *mixing-length*,

m – masa optyczna atmosfery [w.b.], *optical air mass*,

p – ciśnienie atmosferyczne [hPa], *atmospheric pressure*,

q – wilgotność właściwa powietrza [$\text{kg}\cdot\text{kg}^{-1}$], *specific air humidity*,

q_* – skala wilgotności właściwej [$\text{kg}\cdot\text{kg}^{-1}$], *specific humidity scale*,

r_a – opór aerodynamiczny [$\text{s}\cdot\text{m}^{-1}$], *aerodynamic (external) resistance*,

r_s – opór powierzchniowy [$\text{s}\cdot\text{m}^{-1}$], *surface (internal) resistance*,

r_λ – zdolność odbijania (promieniowania o długości fali λ) [w.b.], *reflectivity*,

- s – wartość chwilowa danej wielkości, $s = \bar{s} + s'$, *instantaneous value of any variable*,
- \bar{s} – średnia wartość danej wielkości (w pewnym przedziale czasu), *mean value of any variable*,
- s' – fluktuacja danej wielkości, *deviation from mean value*,
- t – czas [s], *time*,
- t_λ – zdolność przepuszczania (promieniowania o długości fali λ) [w.b.], *transmissivity*,
- \bar{u} – składowa pozioma średniej prędkości wiatru w kierunku osi x [$\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$], *mean horizontal wind velocity in x direction*,
- u_* – 1/ prędkość tarcia [$\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$], *friction velocity*, 2/ skala prędkości wiatru [$\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$], *velocity scale*,
- \bar{w} – składowa pionowa średniej prędkości wiatru [$\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$], *mean vertical wind velocity*,
- x, y, z , – osie układu współrzędnych, *orthogonal coordinates*,
- x_a – udział objętościowy powietrza w glebie [w.b.], *volume fraction of air in the soil*,
- x_{min} – udział objętościowy mineralnych składników gleby [w.b.], *volume fraction of mineral matter in the soil*,
- x_{org} – udział objętościowy organicznych składników gleby [w.b.], *volume fraction of organic matter in the soil*,
- x_s – udział objętościowy stałych składników gleby [w.b.], *volume fraction of solid matter in the soil*,
- x_w – udział objętościowy wody w glebie [w.b.], *volume fraction of water in the soil*,
- z – wysokość/głębokość [m], *height/depth*,
- z_s – charakterystyczny poziom w warstwie powietrza Δz [m], *characteristic level of the air layer Δz* ,
- z_0 – parametr szorstkości [m], *roughness parameter — roughness length*,
- α – albedo [w.b.], *albedo*,
- β – stosunek Bowena [w.b.], *Bowen ratio*,
- γ – stała psychrometryczna [$\text{hPa}\cdot\text{deg}^{-1}$], *psychrometric constant*,
- δ – 1/ deklinacja Słońca [stopnie kąta], *solar declination*, 2/ stosunek masy cząsteczkowej pary wodnej do masy cząsteczkowej powietrza suchego [w.b.], *ratio of molecular mass of water vapour to mass of dry air*,
- ε – zdolność emisyjna całkowita [w.b.], *overall emissivity*,
- ε_a – zdolność emisyjna atmosfery [w.b.], *emissivity of atmosphere*,

- ε_p – zdolność emisyjna czujnika [w.b.], *sensor emissivity*,
- ε_λ – zdolność emisyjna (promieniowania o długości fali λ) [w.b.], *emissivity*,
- ζ – parametr stabilności Monina-Obuchova [w.b.], *Monin-Obukhov stability parameter*,
- θ – temperatura potencjalna [K], *potential temperature*,
- θ_0 – skala temperatury [deg], *temperature scale*,
- κ – stała Kármána [w.b.], *Kármán constant*,
- λ – 1/ długość fali [μm], *wavelength*, 2/ długość geograficzna [stopnie kąta], *geographical longitude*, 3/ współczynnik przewodnictwa cieplnego — przewodnictwo cieplne [$\text{J}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{deg}^{-1}$], *thermal conductivity*,
- μ – współczynnik lepkości molekularnej — lepkość dynamiczna — współczynnik tarcia wewnętrznego [$\text{kg}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$], *dynamic viscosity*,
- ν – 1/ nachylenie zbocza [stopnie kąta], *slope angle*, 2/ współczynnik lepkości kinematycznej — lepkość kinematyczna [$\text{m}^2\cdot\text{s}^{-1}$], *kinematic molecular viscosity*,
- ρ – gęstość [$\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$], *density*,
- σ – stała Stefana-Boltzmann [W·m⁻²·K⁻⁴], *Stefan-Boltzmann constant*,
- τ – 1/ kąt godzinny Słońca [stopnie kąta], *solar hour angle*, 2/ turbulentny strumień pędu — naprężenie Reynoldsa w kierunku przepływu cieczy [$\text{N}\cdot\text{m}^{-2}$], *turbulent flux of momentum — Reynolds stress — shear stress*, 3/ styczna siła tarcia działająca na jednostkę powierzchni warstwy cieczy [$\text{N}\cdot\text{m}^{-2}$], *molecular stress*,
- φ – szerokość geograficzna [stopnie kąta], *geographical latitude*,
- ϕ_M – funkcja podobieństwa dla prędkości wiatru [w.b.], *similarity function for wind velocity*,
- ϕ_H – funkcja podobieństwa dla temperatury [w.b.], *similarity function for temperature*,
- ϕ_w – funkcja podobieństwa dla wilgotności właściwej [w.b.], *similarity function for specific humidity*,
- ω – azymut zbocza — kierunek (wystawa) zbocza [stopnie kąta], *slope azimuth*,

1. WSTĘP

Janusz Paszyński Krystyna Miara Józef Skoczek

Klimat każdego miejsca na kuli ziemskiej kształtuje się pod wpływem różnego rodzaju czynników.

O klimacie i jego zróżnicowaniu w skali globalnej decydują czynniki astronomiczne. Od nich zależy ilość otrzymywanego przez różne części naszej planety promieniowania słonecznego, będącego zasadniczym źródłem energii niezbędnej dla wszystkich procesów zachodzących na Ziemi. Najważniejsze z tych czynników to: zmieniająca się w ciągu roku deklinacja Słońca spowodowana nachyleniem osi ziemskiej w stosunku do ekliptyki, zmienna odległość Ziemi od Słońca, będąca następstwem eliptycznego kształtu orbity ziemskiej wokół Słońca oraz szerokość geograficzna. Czynniki te określają rozmieszczenie głównych stref klimatycznych na kuli ziemskiej, a więc stref polarnych, umiarkowanych, zwrotnikowych i strefy równikowej.

W obrębie wspomnianych stref występują różnice klimatyczne w skali regionalnej – całych kontynentów czy ich poszczególnych części; zależą one od kształtującego ogólną cyrkulację atmosfery rozmieszczenia lądów i mórz na Ziemi. Na zróżnicowanie klimatu w skali regionalnej wpływają więc czynniki natury cyrkulacyjnej, do których należy przede wszystkim zmienne położenie głównych ośrodków akcji atmosferycznej – wyżów i niżów. Cyrkulacja atmosfery i jej następstwa wchodzi w zakres zainteresowań klimatologii dynamicznej.

Dalsze zróżnicowanie klimatyczne – w skali lokalnej – wynika z cech fizycznych podłoża atmosfery takich jak: rzeźba, szata roślinna, stosunki wodne, rodzaj gleby. Od rodzaju podłoża zależy charakter wymiany pędu, ciepła i materii (na przykład wody, dwutlenku węgla czy też innych substancji) z atmosferą.

Wymiana ta odbywa się na powierzchni granicznej między atmosferą a jej podłożem, na tak zwanej powierzchni czynnej, do której dochodzą i od której uchodzą strumienie energii i materii; na powierzchni tej energia może być zamieniana z jednej formy na inną. W rzeczywistości jest to raczej warstwa czynna niż powierzchnia w sensie geometrycznym. Warstwa ta obejmuje najniższą część atmosfery, łącznie z szatą roślinną (biosferą) czy też – z antroposferą (na przykład z zabudową miejską), oraz – górną część substancji tworzącej podłoże atmosfery (na przykład gleby, lodu itp.). Badaniem procesów wymiany pędu, ciepła i materii (masy) między atmosferą a jej podłożem zajmuje się dziedzina fizyki atmosfery zwana tradycyjnie mikrometeorologią.

Rozpatrując zróżnicowanie klimatyczne na bardzo dużych obszarach, przedstawiane w sposób kartograficzny na drobnoskalowych mapach klimatycznych*, dochodzi się do wniosku, że klimat stanowi istotny czynnik, determinujący rozmieszczenie na kuli ziemskiej szaty roślinnej i gleb; decyduje on także w znacznym stopniu o działalności gospodarczej człowieka. Natomiast na małych obszarach, przedstawianych na mapach wielkoskalowych, związki między klimatem a innymi elementami środowiska geograficznego przybierają kierunek odwrotny. Tak na przykład szata roślinna staje się czynnikiem oddziałującym na klimat. Również wpływ człowieka na klimat w skali lokalnej jest bardziej wyraźny, gdyż stosunkowo łatwo można przekształcić właściwości fizyczne niewielkich obszarów powodując przez to zmianę lokalnych warunków klimatycznych. Oczywiście, nie jest rzeczą łatwą – ani nawet możliwą – określić w sposób ścisły, gdzie znajduje się granica między tymi dwoma kierunkami oddziaływań.

W literaturze klimatologicznej przez topoklimat rozumie się na ogół to samo, co klimat miejscowy czy klimat lokalny [Yoshino 1975]. Znaczenie obu tych terminów jest jednakowe: greckie wyrażenie *topos* odpowiada ściśle łacińskiemu słowu *locus*. W obu przypadkach chodzi o miejsce, nie tyle w znaczeniu punktu, co raczej – bardzo małej powierzchni, okolicy czy niewielkiego obszaru. Z tego powodu terminy topoklimat i klimat lokalny mogą być używane zamiennie. Termin topoklimat ma jednak tę wyższość nad określeniem klimat lokalny, że stanowi jeden tylko wyraz; od niego można tworzyć wyrażenia pochodne jak na przykład topoklimatologia, czy też przymiotniki takie jak topoklimatyczny i topoklimatologiczny, co jest trudne w odniesieniu do dwuwyrazowej nazwy klimat lokalny. Uwaga powyższa odnosi się również do terminologii stosowanej w języku angielskim i francuskim. Jedynie w języku niemieckim nie ma tego problemu wobec możliwości tworzenia wieloczłonowych wyrazów złożonych. Można więc po niemiecku mówić zarówno *Topoklimatologie* jak i *Lokalklimatologie* [Machttie i Schnelle 1974]. W języku niemieckim czasem stosowane jest w tym samym znaczeniu określenie *Geländeklimatologie* [Volz 1984; Weise 1980]. Termin *Geländeklima* odnosi się także do klimatu terenów wiejskich – w przeciwieństwie do klimatu miejskiego, oznaczanego terminem – *Stadtklima* [Eriksen 1975; Kuttler i Schreiber 1984]. Jednak termin *Geländeklimatologie* rozumiany jest najczęściej jako klimatologia terenowa, przeciwstawiana klimatologii uprawianej kameralnie [Schneider 1965]. Z tym ostatnim znaczeniem terminu *Geländeklimatologie* wiąże się hasło, którym znany niemiecki klimatolog Karl Knoch często kończył swoje artykuły czy rozprawy: „*Weg vom Schreibtisch, hinaus ins Gelände!*” („oderwijcie się od biurka, wychodźcie w teren!”), nawołując w ten sposób badaczy klimatu miejscowego – a więc topoklimatologów – do prowadzenia przede wszystkim badań terenowych [Knoch 1961, 1963].

* Przez mapy drobnoskalowe rozumiemy tu mapy w małej podziałce, to znaczy o stosunkowo dużych wartościach mianownika (np. 1 : 10 000 000); odwrotnie – przez mapy wielkoskalowe rozumiemy takie, w których wartość mianownika podziałki jest stosunkowo mała (np. mapa w skali 1 : 10 000).

Do używania terminu topoklimat i wyrażen pochodnych uprawnia także fakt, że obydwa człony tego wyrażenia są pochodzenia greckiego, natomiast niemieckie *Lokalklima* jest hybrydą utworzoną z dwóch wyrazów, z których jeden zaczerpnięto z łaciny, drugi zaś – z greki, a więc wbrew zasadom językoznawstwa przestrzegającym przed tworzeniem takich połączeń.

Ważną zaletą używania terminu topoklimat (topoklimatologia) jest skojarzenie go z topografią czy z mapą topograficzną. Dzięki temu stosowanie terminu topoklimat pozwala domyślić się, o jaką skalę rozpatrywanych zjawisk chodzi, a więc o skalę, w jakiej sporządza się zazwyczaj mapy topograficzne, mieszczącą się mniej więcej w przedziale od około 1:20 000 do około 1:200 000.

Termin topoklimat użyty został przez amerykańskiego badacza C.W. Thornthwaite'a [1953]. We *Wstępie do klimatologii strefy suchej* C.W. Thornthwaite [1958] napisał: „klimat bardzo małego obszaru można nazwać topoklimatem, a jego badanie – topoklimatologią”. Dalej dodał on: „topoklimatologia może oznaczać jedynie badanie klimatu jakiegoś miejsca, ale jego logiczną treść da się wyprowadzić z samego pojęcia określonego terminem klimatologia. Jeśli bowiem różne klimaty zawdzięczają właściwe sobie cechy specyfice wymiany pędu, ciepła i wilgoci między powierzchnią Ziemi a atmosferą, to przedmiotem badań topoklimatologii powinna być zarówno powierzchnia ziemiska jak i atmosfera”.

W literaturze klimatologicznej spotyka się też inne rozumienie terminów topoklimat i topoklimatologia. Wynika to ze wspomnianego już skojarzenia z topografią i mapą topograficzną. Niektórzy geografowie uważają, że topografia oznacza tylko samą rzeźbę terenu, a nie opis jakiegoś miejsca czy jakiegoś niewielkiego obszaru; stąd topoklimatologia ogranicza się tylko do związków zachodzących między rzeźbą terenu a klimatem lokalnym. Z tego wynika twierdzenie, że jeśli jakiś teren jest zupełnie płaski, bez rzeźby, to jest on pozbawiony topografii – a przez to i topoklimatu. Tak na przykład niemiecki klimatolog R. Geiger [1969] napisał, że przedmiotem badań topoklimatologii są „związki między formami terenu a klimatami miejscowymi” i że „efektem przekształcania bilansu cieplnego i bilansu wodnego pod wpływem rzeźby jest topoklimat, znacznie różniący się od klimatu powierzchni poziomej”.

W niniejszym opracowaniu przyjęto określenie topoklimatu i topoklimatologii według C.W. Thornthwaite'a. Z jednej strony topoklimatologię zalicza się do grupy nauk geograficznych, a ściślej rzecz biorąc, uznaje się ją za jedną z dziedzin geografii fizycznej. Topoklimatologia powinna być oparta na wynikach badań terenowych, mimo gwałtownego rozwoju nowoczesnych technik satelitarnych i coraz powszechniejszego ich stosowania. Z drugiej strony, jeśli – według C.W. Thornthwaite'a – różne klimaty zawdzięczają właściwe sobie cechy specyfice wymiany pędu, ciepła i wilgoci między powierzchnią Ziemi a atmosferą, to problemami tej wymiany zajmuje się – jak już wspomniano wyżej – mikrometeorologia.

W ogólności oddziaływanie powierzchni Ziemi na atmosferę jest ograniczone do troposfery – dolnej warstwy atmosfery o grubości 10 km. W dobowej skali czasowej wpływ podłoża istotny jest w granicznej warstwie atmosfery (*planetary boundary layer, atmospheric boundary layer, planetarny pograničný sloj, pograničný sloj atmosfery*) o grubości rzędu 1 km w dzień i kilkuset metrów w nocy. Największe zmiany elementów meteorologicznych i najbardziej znacząca wymiana pędu, ciepła i masy zachodzą w dolnej części tej warstwy, o grubości rzędu kilkudziesięciu metrów w dzień i kilku metrów w nocy, zwanej warstwą przyziemną (*surface layer, inner layer, przyzemny sloj*). Pionowa struktura warstwy przyziemnej atmosfery jest złożona. Bezpośrednio do podłoża przylega bardzo cienka, kilkumilimetrowa, podwarstwa laminarna (*molecular sublayer*). Warstwa powietrza wewnątrz elementów szorstkości powierzchni i tuż nad nimi jest nazywana podwarstwą przypowierzchniową lub podwarstwą szorstkości (*interfacial sublayer, roughness sublayer, pripoverchnostny sloj*). Usytuowana powyżej pozostała część warstwy przyziemnej nosi nazwę podwarstwy logarytmicznej (*inertial sublayer, logarifmičeskij pograničný sloj*) [Garratt 1994; Bjutner 1978].

W prezentowanej pracy jako zasięg topoklimatologii przyjęto warstwę przyziemną, ściśle biorąc rozważany jest efekt zjawisk i procesów zachodzących w górnej części tej warstwy – w podwarstwie logarytmicznej, charakteryzującej się rozwiniętą turbulencją, stałością turbulencyjnych strumieni pędu, ciepła, wilgoci (z dokładnością do 10 %), logarytmicznym profilem prędkości wiatru w warunkach bliskich adiabatycznym (stąd nazwa podwarstwy). W tej właśnie warstwie wykształcają się odrębne topoklimaty.

Warto spróbować usytuować pojęcie topoklimat w nauce o klimacie. Tradycyjnie klimatolodzy wyróżniają takie pojęcia związane ze skalą rozpatrywanych zjawisk, jak: mikroklimat, mezoklimat i makroklimat. Termin topoklimat bywa czasami używany zamiennie z terminem mezoklimat, co powoduje przypisanie topoklimatowi skali pośredniej między mikroklimatem a makroklimatem [Bjelanovic 1967]. Jednak można wyraźnie odróżnić od siebie pojęcia topoklimat i mezoklimat. Odrębne topoklimaty są następstwem niejednakowego oddziaływania powierzchni czynnej na procesy zachodzące w przylegającej do niej dolnej warstwie atmosfery. Tak więc wyróżnia się topoklimat łąki, pola uprawnego, lasu czy też miasta, i te rozmaite topoklimaty mogą się powtarzać w obrębie badanego obszaru. Stąd, podział badanego obszaru na odrębne topoklimaty jest podziałem o charakterze typologicznym. Natomiast przez mezoklimat rozumie się klimat pewnej jednostki przestrzennej o charakterze regionalnym (czasem nawet niewielkiej).

Jak z powyższego wynika, istnieje konieczność wprowadzenia pewnego porządku do stosowanej współcześnie terminologii klimatologicznej. Ułatwiłby on zrozumienie tego, co różni badacze mają na myśli stosując rozmaite określenia, szczególnie zaś – w odniesieniu do pojęcia topoklimat.

2. WYMIANA ENERGII NA POWIERZCHNI GRANICZNEJ ATMOSFERA – PODŁOŻE

Janusz Paszyński Krystyna Miara Józef Skoczek

2.1. SPOSOBY PRZENOSZENIA ENERGII

Warunki klimatyczne danego miejsca zależą przede wszystkim od ilości energii dochodzącej do podłoża oraz od sposobu zużycia tej energii na różnego rodzaju procesy fizyczne. Z tych względów podstawowe znaczenie w badaniach topoklimatu ma poznanie bilansu energii powierzchni granicznej oraz jego struktury. Struktura ta, przez którą rozumie się wzajemny stosunek poszczególnych składników bilansu, zmienia się zarówno okresowo – zgodnie z cyklami dobowym i rocznym, jak też nieregularnie – zależnie od występowania różnych sytuacji pogodowych, określonych czynnikami cyrkulacyjnymi, a przede wszystkim wzajemnym położeniem głównych ośrodków ciśnienia, to jest wyżów i niżów.

Na bilans energii powierzchni granicznej składa się suma algebraiczna wszystkich strumieni energii dochodzących do tej powierzchni i z niej uchodzących. Przez strumień energii rozumie się jej ilość otrzymywaną lub traconą w jednostce czasu, natomiast ilość energii padająca w jednostce czasu na jednostkę powierzchni nosi nazwę gęstości strumienia. W praktyce jednak termin strumień energii jest używany jako synonim jego gęstości. Czasami do scharakteryzowania procesu wymiany energii używa się określenia „natężenie”. Jednostką gęstości strumienia energii (strumienia ciepła) jest $1 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2} = 1 \text{ J} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$. W pracach dawniejszych jest używana tradycyjna jednostka ciepła – kaloria, przy czym $1 \text{ cal} = 4,187 \text{ J}$, $1 \text{ cal} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{min}^{-1} = 697,7 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$, zaś $1 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2} = 1,433 \cdot 10^{-3} \text{ cal} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{min}^{-1}$.

Wymiana ciepła (energii) odbywa się trzema sposobami: przez promieniowanie, przez przewodzenie oraz przez unoszenie.

Promieniowanie jest emisją energii w postaci fal elektromagnetycznych z każdego ciała o temperaturze powyżej zera bezwzględnego.

Przewodzenie ciepła ma miejsce wtedy, kiedy występuje różnica temperatury w danym ośrodku lub w sąsiadujących ośrodkach; ciepło przewodzone jest zawsze od miejsca o wyższej temperaturze do miejsca o temperaturze niższej. Do przewodzenia ciepła wymagane jest więc istnienie gradientu temperatury różnego od zera. W procesie przewodzenia energia jest przekazywana przez bezpośrednie kontakty molekularne bez znacznego przemieszczania się molekuł. Ta forma przenoszenia energii ma miejsce przede wszystkim w ciałach stałych, dominuje w glebie, a w mniejszym stopniu – w ośrodkach płynnych, na przykład w wodzie. W atmosferze przewodzenie ciepła jest ograniczone do bardzo cienkiej kilkumilimetrowej warstewki laminarnej przylegającej bezpośrednio do podłoża.

Zjawisko unoszenia w ośrodku gazowym czy w ośrodku ciekłym odbywa się na skutek ruchu tego ośrodka – jako transport energii (transport ciepła jawnego) wraz z masą. W meteorologii i klimatologii unoszenie w kierunku pionowym, na przykład przy wznoszeniu się lub opadaniu powietrza, nosi ogólną nazwę konwekcji, natomiast transport poziomy jest określany jako adwekcja.

Unoszenie odgrywa też zasadniczą rolę w przemieszczaniu się pary wodnej w atmosferze i związanym z tym transporcie utajonego ciepła parowania. To ciepło utajone zostaje uwolnione i zamienione na ciepło jawne przy kondensacji, na przykład przy tworzeniu się rosy. Podobna przemiana ciepła utajonego na jawne i odwrotnie ma miejsce odpowiednio podczas zamarzania wody i tajania lodu czy śniegu.

Przenoszenie energii: przez przewodzenie i przez unoszenie wymaga obecności ośrodka materialnego, natomiast przenoszenie energii przez promieniowanie może odbywać się także w próżni.

Poszczególne strumienie energii mają różny kierunek. Dla bilansu cieplnego powierzchni granicznej między atmosferą a jej podłożem zasadnicze znaczenie mają pionowe strumienie energii, a właściwie – składowe pionowe poszczególnych strumieni. Zgodnie z prawem zachowania energii, suma energii dochodzącej do powierzchni czynnej równa jest zawsze sumie energii od tej powierzchni uchodzącej. Powierzchnia nie może bowiem otrzymywanej energii akumulować, musi więc tyle samo jej oddawać co zyskuje. Dlatego też suma algebraiczna wszystkich strumieni energii dochodzących do tej powierzchni i z niej uchodzących jest zawsze równa zero. Biorąc pod uwagę strumienie energii odgrywające istotną rolę w gospodarce cieplnej powierzchni granicznej i przyległych do niej warstw atmosfery i podłoża, bilans energii powierzchni czynnej zapisuje się w postaci równania:

$$Q^* + H + E + G = 0 \quad 2.1.$$

gdzie: Q^* – saldo promieniowania, H – turbulencyjny strumień ciepła jawnego, E – turbulencyjny strumień ciepła utajonego, G – strumień ciepła w podłożu.

Zakładamy w sposób umowny, że każdy strumień ciepła skierowany do powierzchni granicznej – czy to od góry, czy też od dołu – uważać będziemy za dodatni; natomiast każdy strumień energii skierowany od powierzchni do atmosfery czy też w głąb (do podłoża) – za ujemny. W zagadnieniach teoretycznych oznacza to, że dodatni zwrot osi z (wysokości – w atmosferze lub głębokości – w glebie) skierowany jest w stronę powierzchni czynnej. W takiej sytuacji konieczna byłaby zmiana znaku w równaniach teoretycznych opisujących poszczególne badane procesy: turbulencyjną wymianę ciepła jawnego i ciepła utajonego oraz przewodzenie ciepła w glebie. Jednakże w niniejszej pracy przedstawiamy wzory zgodnie z literaturą przedmiotu. Natomiast w dyskusji, mówiąc o dodatnim lub ujemnym strumieniu mamy na myśli zysk lub stratę energii powierzchni czynnej.

W równaniu (2.1.) pominięte zostały inne strumienie energii dochodzące do powierzchni czynnej lub od niej uchodzące, jak na przykład pewne ilości ciepła przynoszone

przez opady deszczu lub śniegu, bądź też energia zużywana na proces chemiczny fotosyntezy (asymilacji dwutlenku węgla). Są to strumienie energii o stosunkowo niewielkim natężeniu, w każdym razie o kilka rzędów wielkości mniejszym od przeciętnego natężenia czterech głównych składników bilansu cieplnego, występujących w równaniu 2.1. [Schott 1980]. Jednakże proces odwrotny do fotosyntezy, to znaczy uwalnianie energii fotochemicznej w procesach utleniania, a przede wszystkim spalania, może tworzyć strumień energii, porównywalny nawet ze strumieniem Q^* . Ma to miejsce przede wszystkim na obszarach zurbanizowanych i uprzemysłowionych, gdzie spalane są bardzo duże ilości paliw stałych, płynnych czy gazowych. W dużych ośrodkach miejskich ten dodatkowy, antropogeniczny strumień ciepła A , zwany ciepłem sztucznym (antropogenicznym), przyjmować może wartości o kilka rzędów wielkości większe niż strumień energii zużywanej w procesie fotosyntezy. Dlatego równanie bilansu cieplnego miast lub terenów przemysłowych ma postać:

$$Q^* + H + E + G + A = 0 \quad 2.2.$$

Oczywiście, w małych miastach i osiedlach, pozbawionych większych zakładów przemysłowych, strumień A osiąga wartości stosunkowo niewielkie, ale nawet i tam nie powinien być pomijany przy rozpatrywaniu bilansu cieplnego tych terenów.

Rozpatrując zróżnicowanie przestrzenne pod względem topoklimatycznym przyjmuje się, że teren płaski, o niezasłoniętym horyzoncie, porośnięty niską trawą, przedstawia warunki standardowe. Jest to więc swego rodzaju topoklimat odniesienia, w którym przebieg dobowy wymiany energii między atmosferą a podłożem uważany jest za typowy, i z którym porównuje się odpowiednie wartości, występujące jednocześnie w innych rodzajach środowiska geograficznego.

2.2. WYMIANA ENERGII PRZEZ PROMIENIOWANIE

2.2.1. PODSTAWOWE POJĘCIA

Energia promieniowania przenoszona jest przez fale elektromagnetyczne o różnych długościach. Długość fali λ wyrażana jest w mikrometrach (μm) lub w nanometrach (nm), przy czym $1 \mu\text{m} = 0,001 \text{ mm}$, a $1 \text{ nm} = 0,001 \mu\text{m} = 0,000001 \text{ mm}$.

Ciało doskonale czarne całkowicie pochłania całą energię padającego na nie promieniowania, niezależnie od długości fali, oraz w danej temperaturze emituje z jednostki swej powierzchni w jednostce czasu maksymalnie możliwą ilość energii dla każdej długości fali. Gęstość strumienia promieniowania emitowanego przez ciało doskonale czarne w całym zakresie widma jest określona przez prawo Stefana-Boltzmann'a:

$$Q = \sigma \cdot T^4 \quad 2.3.$$

gdzie Q oznacza gęstość strumienia promieniowania, T – temperaturę powierzchni emitującej promieniowanie (K), σ – stałą Stefana-Boltzmann'a, przy czym $\sigma = 5,67 \cdot 10^{-8} \text{ W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{K}^{-4}$.

Długość fali, przy której promieniowanie ciała doskonale czarnego osiąga najwyższą wartość, przedstawia prawo przesunięć Wiena:

$$\lambda_{max} = a_w \cdot T^{-1} \quad 2.4.$$

w którym λ_{max} wyrażone jest w μm , zaś T w skali absolutnej, przy czym $a_w = 2897 \mu\text{m} \cdot \text{deg}$.

Każde ciało o temperaturze wyższej od zera bezwzględnego wysyła pewną ilość energii w postaci promieniowania. Również każde ciało pochłania, odbija lub przepuszcza promieniowanie padające. Dopiero różnica energii emitowanej i pochłanianej przez dane ciało decyduje o wymianie energii z otoczeniem drogą promieniowania.

Zdolność emisyjna ε_λ danego ciała stanowi stosunek gęstości strumienia energii o określonej długości fali emitowanego przez to ciało w danej temperaturze do gęstości strumienia energii emitowanego przez ciało doskonale czarne przy tych samych warunkach. Dla ciała doskonale czarnego $\varepsilon_\lambda = 1$.

Zdolność absorpcyjna a_λ jest to stosunek gęstości strumienia energii pochłoniętej przez ciało do gęstości strumienia energii nań padającej dla danej długości fali. Analogicznie definiujemy zdolność odbijania promieniowania r_λ i zdolność przepuszczania promieniowania t_λ przez ciało dla danej długości fali. Suma $a_\lambda + r_\lambda + t_\lambda = 1$. Wartość $a_\lambda = 1$ charakteryzuje ciało doskonale czarne, wtedy pozostałe składniki równania są równe zeru. Wartość $r_\lambda = 1$ wyróżnia ciało białe (doskonale zwierciadlane). Wartość $t_\lambda = 1$ odnosi się do ciała przezroczystego. Gdy $t_\lambda = 0$, ciało jest nieprzezroczyste. Wartość $a_\lambda < 1$ charakteryzuje ciało szare.

Związek między zdolnością emisyjną a zdolnością absorpcyjną ciała ustala prawo Kirchhoffa:

$$\varepsilon_\lambda = a_\lambda \quad 2.5.$$

Ze względu na długości fali wydziela się różne zakresy promieniowania. W meteorologii i w klimatologii wyróżnia się promieniowanie krótkofalowe – pochodzenia słonecznego i promieniowanie długofalowe – pochodzenia ziemskiego, to jest promieniowanie powierzchni Ziemi i promieniowanie atmosfery.

Słońce emituje ponad 99 % swojej energii w zakresie długości fal λ od 0,15 do 4,0 μm . Promieniowanie słoneczne docierające do górnej granicy atmosfery ziemskiej, zawarte w tym przedziale widmowym, składa się z promieniowania ultrafioletowego ($\lambda < 0,36 \mu\text{m}$) – 9 % energii, z promieniowania widzialnego (λ od 0,36 do 0,76 μm) – 45 % energii i z promieniowania podczerwonego ($\lambda > 0,76 \mu\text{m}$) – 46 % energii. Ten ostatni przedział widmowy jest nazywany bliską podczerwienią w przeciwieństwie do długofalowego promieniowania podczerwonego w zakresie $\lambda > 4 \mu\text{m}$. Długość fali $\lambda_{max} \approx 0,48 \mu\text{m}$ – odpowiadająca barwie żółto-zielonej – jest właściwa dla temperatury powierzchni Słońca równej około 6000 K. Natomiast promieniowanie pochodzenia ziemskiego zawarte jest w przedziale widmowym od 4 do 100 μm . Czasami przyjmowane są inne granice tego przedziału: od 3 do 80 μm lub od 3 do 100 μm . Wartość $\lambda_{max} \approx 9,66 \mu\text{m}$ odpowiada

w przybliżeniu temperaturze Ziemi 300 K. Oba wymienione zakresy promieniowania zasadniczo nie pokrywają się; wynika to z ogromnej różnicy temperatury między Słońcem a Ziemią. Z tego właśnie względu przyjęto długość fal $\lambda=4\text{ }\mu\text{m}$ jako granicę między promieniowaniem krótkofalowym – pochodzenia słonecznego i długofalowym – pochodzenia ziemskiego.

Badania bilansu cieplnego powierzchni czynnej dotyczą integralnych strumieni energii w obu wymienionych zakresach widma i odpowiednich całkowitych charakterystyk radiacyjnych powierzchni naturalnych: albedo α i zdolności emisyjnej ε . Powierzchnia czynna – poza powierzchnią wodną – zasadniczo nie przepuszcza, a tylko pochłania i odbija krótkofalowe promieniowanie słoneczne. Albedo α jest stosunkiem gęstości strumienia promieniowania krótkofalowego odbitego we wszystkich kierunkach od danej powierzchni do gęstości promieniowania krótkofalowego padającego na tę powierzchnię. Powierzchnia czynna także emituje promieniowanie długofalowe; gęstość strumienia tego promieniowania, zgodnie ze zmodyfikowanym prawem Stefana-Boltzmann, wynosi:

$$Q = \varepsilon \cdot \sigma \cdot T^4 \quad 2.6.$$

gdzie ε jest zdolnością emisyjną całkowitą tej powierzchni.

2.2.2. PROMIENIOWANIE KRÓTKOFALOWE

2.2.2.1. PROMIENIOWANIE SŁONECZNE BEZPOŚREDNIE

Promieniowanie słoneczne bezpośrednie jest to wiązka promieniowania pochodzącego wprost od tarczy słonecznej. Strumień tego promieniowania padającego na powierzchnię poziomą oznaczamy symbolem S , zaś padającego na powierzchnię prostopadłą – symbolem S' .

Gęstość strumienia promieniowania słonecznego, dochodzącego do górnej granicy atmosfery przy średniej odległości Ziemi od Słońca i padającego na powierzchnię prostopadłą, nosi nazwę stałej słonecznej S'_0 . Jej wartość – według najnowszych ustaleń, opartych na wynikach pomiarów satelitarnych – wynosi $1367\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$.

Strumień promieniowania słonecznego przechodząc przez atmosferę ulega osłabieniu wskutek pochłaniania, rozpraszania i odbijania. Spowodowane tymi procesami sumaryczne osłabienie strumienia bezpośredniego promieniowania słonecznego przez atmosferę ziemską nazywane jest ekstynkcją promieniowania.

W procesie pochłaniania energia promieniowania zamienia się na inny rodzaj energii, najczęściej na ciepło. Pochłanianie jest selektywne i nieselektywne. W pochłanianiu selektywnym – w różnych pasmach widma słonecznego – zasadniczą rolę odgrywa ozon, tlen i para wodna. Promieniowanie słoneczne o długości fali krótszej niż $0,3\text{ }\mu\text{m}$ jest niemal całkowicie pochłaniane przez tlen i ozon znajdujące się w górnych warstwach atmosfery. Absorpcja nieselektywna (niezależna od długości fali) zachodzi w zawiesinach stałych i ciekłych znajdujących się w powietrzu tworzących tak zwany aerozol atmosferyczny.

Rozpraszanie molekularne promieniowania słonecznego zachodzi na cząsteczkach gazów atmosferycznych (wskutek bezładnego ruchu cieplnego cząsteczek tworzą się fluktuacje gęstości a tym samym – optyczna niejednorodność atmosfery). W procesie rozpraszania cząsteczki ośrodka pochłaniają padające promieniowanie i następnie reemitują je we wszystkich kierunkach bez zmiany długości fali. Rozpraszanie to podlega prawu Rayleigha, tzn. szybko rośnie wraz ze zmniejszaniem się długości fali ($\sim \lambda^{-4}$). Oznacza to, że najsilniejsze rozpraszanie zachodzi w niebieskiej części widma.

Rozpraszanie promieniowania słonecznego na większych cząsteczkach (na aerozolu) o rozmiarach przekraczających długość fali, jest odwrotnie proporcjonalne do mniejszej – niż w prawie Rayleigha – potęgi długości fali.

Duże cząstki zawieszone w atmosferze: pyły, krople mgły, chmur i mżawki, kryształki lodu, których rozmiary są większe od długości fali, powodują odbicie dyfuzyjne promieniowania – we wszystkich kierunkach i niezależnie od długości fali.

W osłabieniu promieniowania słonecznego przez atmosferę największe znaczenie mają jednak chmury, które powodują jego odbijanie, rozpraszanie i pochłanianie.

Różnica między stałą słoneczną S_0 a natężeniem bezpośredniego promieniowania słonecznego przy powierzchni Ziemi S' odpowiada jego osłabieniu przy przejściu przez atmosferę ziemską $\Delta S'$:

$$S_0 - S' = \Delta S' \quad 2.7.$$

W atmosferze bezchmurnej osłabienie bezpośredniego promieniowania słonecznego $\Delta S'$ zachodzi trzema drogami: rozpraszania przez powietrze (promieniowanie S'_p), pochłaniania przez parę wodną (promieniowanie S'_w) oraz rozpraszania i pochłaniania przez cząstki zawieszone – aerozol (promieniowanie S'_a):

$$\Delta S' = S'_p + S'_w + S'_a \quad 2.8.$$

Spośród tych trzech mechanizmów osłabiania, pierwsze dwa zachodzą na znacznych obszarach, w skali regionalnej czy nawet globalnej. Trzeci mechanizm, to znaczy osłabienie przez aerozol zawieszony w atmosferze, ma charakter lokalny, gdyż zależy od stopnia zanieczyszczenia atmosfery, głównie przez dym i pył pochodzenia antropogenicznego. Jedynie osłabienie promieniowania słonecznego przez pyły pochodzenia wulkanicznego może mieć bardzo duży zasięg, niekiedy nawet globalny.

W celu oszacowania ilości energii dochodzącej do powierzchni czynnej w postaci promieniowania bada się osłabienie bezpośredniego promieniowania słonecznego lub przezroczystość atmosfery.

Oslabienie bezpośredniego promieniowania słonecznego w atmosferze jest określane za pomocą wskaźnika zmgętnienia (*turbidity factor*), zaproponowanego przez F. Linkego [Robinson 1966]. Wskaźnik zmgętnienia wyraża stosunek rzeczywistego osłabienia promieniowania wskutek rozpraszania i pochłaniania do teoretycznego osłabienia, jakie

miałoby miejsce w przypadku atmosfery całkowicie czystej i pozbawionej pary wodnej. Znajomość wartości tego wskaźnika w różnych przedziałach widmowych pozwala określić udział każdego z trzech wspomnianych mechanizmów, a mianowicie: rozpraszania przez cząsteczki powietrza, pochłaniania przez parę wodną oraz rozpraszania i pochłaniania przez aerozol, w ogólnym osłabieniu promieniowania słonecznego przez atmosferę. Wskaźnik zmętnienia jest – praktycznie rzecz biorąc – w niewielkim tylko stopniu zależny od grubości warstwy atmosfery, przez którą przechodzi strumień promieniowania słonecznego. Grubość tej warstwy określona jest ilościowo przez tzw. masę optyczną atmosfery m , przy czym $m=1$ gdy Słońce znajduje się w zenicie. Jeszcze mniejszą zależność od m wykazuje tzw. nowy wskaźnik zmętnienia, w którym osłabienie w warunkach aktualnych odnosi się do osłabienia, jakie miałyby miejsce, gdyby pozbawiona zanieczyszczeń atmosfera zawierała jednak pewną, określoną ilość pary wodnej, równą 10 mm tzw. wody opadowej. Zarówno stary, jak i nowy wskaźnik zmętnienia, nadają się do określenia S'_a , a przez to – także stopnia zanieczyszczenia atmosfery na terenach zurbanizowanych.

Miarą przezroczystości atmosfery jest tzw. współczynnik przezroczystości Ångströma lub podobny współczynnik przezroczystości Schüeppa. Współczynniki te zależą od masy optycznej atmosfery i dlatego interpretacja ich wartości uzyskanych w różnych porach dnia, a więc przy różnych wysokościach Słońca, jest utrudniona [Krammer 1969].

Natężenie promieniowania bezpośredniego padającego na powierzchnię poziomą S zależy nie tylko od przezroczystości atmosfery, lecz przede wszystkim – od wysokości Słońca. Zależność tę przedstawia wzór:

$$S = S' \cdot \sin h_s \quad 2.9.$$

gdzie h_s oznacza wysokość Słońca.

Wysokość Słońca h_s w danej chwili zależy z kolei od szerokości geograficznej danego miejsca φ , od pory dnia określonej prawdziwym czasem słonecznym a wyrażonym przez kąt godzinny Słońca τ , oraz od pory roku określonej deklinacją Słońca δ , zgodnie z równaniem:

$$\sin h_s = \sin \varphi \cdot \sin \delta + \cos \varphi \cdot \cos \delta \cdot \cos \tau \quad 2.10.$$

Azymut Słońca a_s określony jest równaniem:

$$\sin a_s = \frac{\cos \delta \cdot \sin \tau}{\cos h_s} \quad 2.11.$$

Natężenie promieniowania bezpośredniego dochodzącego do powierzchni zboczy zmienia się w ciągu dnia, gdyż zależy od wysokości Słońca i jego azymutu, a także – od nachylenia i kierunku zbocza. Z tych względów zbocza o różnym nachyleniu i różnej ekspozycji mogą – podczas pogody bezchmurnej – otrzymywać różne ilości energii promieniowania bezpośredniego [Wilson 1970]. Wysokość Słońca jako funkcja nachylenia i kierunku zbocza wyrażona jest poniższym równaniem trygonometrycznym:

$$\sin h_z = (\sin \varphi \cdot \cos \nu - \cos \varphi \cdot \sin \nu \cdot \cos \omega) \cdot \sin \delta + \\ + (\cos \varphi \cdot \cos \nu + \sin \varphi \cdot \sin \nu \cdot \cos \omega) \cdot \cos \delta \cdot \cos \tau + \sin \nu \cdot \sin \omega \cdot \cos \delta \cdot \sin \tau \quad 2.12.$$

gdzie ν oznacza nachylenie zbocza, ω oznacza kierunek (wystawę) zbocza, przy czym τ i ω liczone są od południa.

Jeśli chodzi o sumy dzienne promieniowania bezpośredniego, to najbardziej uprzywilejowane na półkuli północnej są zbocza wystawione ku południowi.

W terenie o urozmaiconej rzeźbie - przede wszystkim w górach - istotne znaczenie ma nie tylko nachylenie i ekspozycja terenu w danym miejscu, lecz także zasłonięcie horyzontu. Prowadzi to do zmniejszenia - nieraz w znacznym stopniu - sumy dziennej dochodzącego promieniowania słonecznego. Ma to miejsce na przykład w obniżeniach otoczonych wzniesieniami o znacznej wysokości względnej [Whiteman i in. 1989]. Późną wiosną i latem zasłonięcie horyzontu odgrywa większą rolę w odniesieniu do dolin o przebiegu południkowym niż o przebiegu równoleżnikowym; wynika to z większego zacienienia przy stosunkowo niskim położeniu Słońca we wczesnych godzinach rannych i późnych popołudniowych. Z tego powodu przy deklinacji Słońca $\delta=0^\circ$ (podczas równonocy wiosennej i jesiennej) suma dzienna promieniowania S w dolinach o kierunku północ - południe i o zasłonięciu horyzontu przez wyniosłości wynoszącym 30° jest zmniejszona o około 18 % w stosunku do takiej sumy charakterystycznej dla terenu płaskiego i niezasłoniętego. Natomiast w dolinach o kierunku wschód - zachód zasłonięcie horyzontu wynoszące 30° praktycznie nie wpływa na zmniejszenie sumy dziennej promieniowania S . W tych samych dniach przy zasłonięciu horyzontu wynoszącym 40° różnica sum dziennych promieniowania S między dolinami o różnym kierunku dochodzi do 32 %. Przy deklinacji Słońca $\delta > 0^\circ$ różnica ta jest mniejsza; np. dla $\delta=20^\circ$ wynosi ona 13 % przy zasłonięciu horyzontu 30° i 25 % przy zasłonięciu horyzontu 40° [Wagner 1974].

2.2.2.2. PROMIENIOWANIE SŁONECZNE ROZPROSZONE

Promieniowanie słoneczne rozproszone D ma inny skład widmowy niż promieniowanie bezpośrednie. Maksymalne natężenie rozproszonego promieniowania słonecznego przypada na mniejszą długość fali, niż to ma miejsce w przypadku promieniowania bezpośredniego, a mianowicie: $\lambda_{max} \approx 0,45 \mu\text{m}$.

W czystej atmosferze i przy pogodzie bezchmurnej zasadniczą rolę w rozpraszaniu promieniowania słonecznego odgrywają gazowe składniki powietrza. Wtedy wartość strumienia promieniowania rozproszonego jest rzędu $100 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ [Perrin de Brichambaut 1963].

W warunkach dużego zmgętnienia atmosfery wskutek silnego zanieczyszczenia powietrza, co ma najczęściej miejsce na terenach zurbanizowanych i uprzemysłowionych, strumień promieniowania rozproszonego osiąga stosunkowo duże wartości. Jak wynika z pomiarów przeprowadzonych w Górnośląskim Okręgu Przemysłowym [Paszyński 1995], przy bezchmurnym niebie strumień D przekraczał $200 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$. W podobny sposób na

natężenie promieniowania rozproszonego wpływa pokrycie nieba przez chmury piętra wysokiego typu *cirrus*. Z tych więc powodów strumień D przy powierzchni czynnej w dniach bezchmurnych zależy przede wszystkim od stopnia zmętnienia atmosfery, a w mniejszej mierze – od wysokości Słońca.

Rozkład promieniowania rozproszonego na nieboskłonie nie jest jednakowy. Przy pogodzie bezchmurnej największe ilości tego promieniowania docierają od części nieba w pobliżu horyzontu, gdzie grubość optyczna atmosfery jest największa. Z tego względu strumień D na dnie dolin śródgórskich jest wyraźnie mniejszy niż na terenie o niezastłoniętym horyzoncie. Tak na przykład zakrycie horyzontu przez otaczające wyniosłości do 10° powoduje zmniejszenie sum dziennych D o około 5 %, zakrycie horyzontu do 20° – o 13 %, zaś zakrycie horyzontu do 30° – o 23 % [Wagner 1974]. Stosunkowo duże ilości promieniowania rozproszonego dochodzą także od części nieba z okolicy tarczy słonecznej. Dzieje się to z powodu silniejszego rozpraszania promieniowania do „przodu” niż „na boki” (w stosunku do kierunku promieniowania).

2.2.2.3. PROMIENIOWANIE SŁONECZNE CAŁKOWITE

Promieniowanie słoneczne całkowite K^\downarrow padające na powierzchnię czynną składa się z promieniowania przychodzącego bezpośrednio od tarczy słonecznej S i z promieniowania rozproszonego dochodzącego od sklepienia nieba D :

$$K^\downarrow = S + D \quad 2.13.$$

W warunkach nieba bezchmurnego natężenie promieniowania całkowitego zależy przede wszystkim od promieniowania bezpośredniego, tworzącego wówczas zasadniczą część strumienia K^\downarrow ; odnosi się to jednak do stosunkowo dużych wysokości Słońca, a więc głównie do godzin okołopołudniowych. Rano i późnym popołudniem, przy wysokościach Słońca wynoszących tylko kilka czy kilkanaście stopni, główną rolę w strukturze strumienia K^\downarrow odgrywa promieniowanie rozproszone. W ciągu pogodnego dnia i przy niezmiennym lub mało zmieniającym się zmętnieniu atmosfery, wartości K^\downarrow szybko rosną wraz ze wzrostem wysokości Słońca; natomiast strumień D w tego rodzaju warunkach – szczególnie przy większych wysokościach Słońca ($h_s > \text{około } 25^\circ$) – zmienia się stosunkowo nieznacznie.

Największe wartości promieniowania całkowitego notuje się jednak nie przy niebie całkowicie bezchmurnym, lecz przy częściowym zachmurzeniu nieba przez chmury konwekcyjne typu *cumulus*, które w dużym stopniu zwiększają dopływ promieniowania rozproszonego do powierzchni czynnej. W Polsce, w najbardziej sprzyjających warunkach w miesiącach letnich, wartości strumienia K^\downarrow przekraczają $900 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$, a jego wartości chwilowe zbliżają się nawet do stałej słonecznej. Jednakże – przy rozpatrywaniu okresów rzędu kilku godzin – chwilowe przyrosty strumienia K^\downarrow , wskutek zwiększonych wartości promieniowania rozproszonego D , są równoważone krótkotrwałymi spadkami wartości strumienia S występującymi wówczas, kiedy tarcza słoneczna zostaje zasłonięta przez

pojedyncze chmury *cumulus*, uniemożliwiające dopływ promieniowania bezpośredniego do powierzchni.

Przy zachmurzeniu wysokim typu *cirrus* lub *cirrostratus* następuje wzrost strumienia K^\downarrow wraz ze zwiększaniem się h_s . Przy niebie pokrytym tymi chmurami znaczną część promieniowania całkowitego stanowi zwykle promieniowanie bezpośrednie – udział strumienia S w K^\downarrow dochodzi do 70 %.

W dużych aglomeracjach miejskich i przemysłowych, gdzie przezroczystość atmosfery jest zmniejszona wskutek dużego zanieczyszczenia przez dymy i pyły, osłabieniu ulega przede wszystkim strumień S . Natomiast promieniowanie rozproszone jest przeważnie znacznie większe niż na terenach pozbawionych tych zanieczyszczeń. W sumie jednak strumień promieniowania całkowitego K^\downarrow jest tam także zmniejszony w stosunku do terenów pozamiejskich [Munzar i Nekovar 1978; Zeleny 1978]. Przykładem tego są wyniki pomiarów wykonanych w Górnośląskim Okręgu Przemysłowym [Paszyński 1995].

Podsumowując można stwierdzić, że lokalne różnice ilości dochodzącego promieniowania całkowitego K^\downarrow wynikają z odmiennej przezroczystości atmosfery i zachmurzenia o charakterze lokalnym oraz są następstwem oddziaływania podłoża, a przede wszystkim – ukształtowania powierzchni. Zanieczyszczenie atmosfery oraz rzeźba terenu w znacznym stopniu modyfikują warunki klimatyczne w skali lokalnej i powodują wyodrębnianie się odmiennych topoklimatów nawet na stosunkowo niewielkich obszarach.

2.2.2.4. PROMIENIOWANIE SŁONECZNE ODBITE

Część padającego na powierzchnię czynną całkowitego promieniowania słonecznego jest przez nią pochłaniana a część ulega odbiciu. Wielkość α wyrażona jako stosunek promieniowania słonecznego odbitego K^\uparrow do padającego K^\downarrow nosi nazwę albedo ($\alpha = K^\uparrow / K^\downarrow$). Termin ten odnosi się zasadniczo do części widzialnej widma słonecznego (z łaciny *albus* = biały), często jednak używany jest on dla całego zakresu promieniowania krótkofalowego. Tak więc promieniowanie słoneczne odbite można określić następująco:

$$K^\uparrow = \alpha \cdot K^\downarrow \quad 2.14.$$

Zdolność odbijania promieniowania słonecznego przez różnego rodzaju powierzchnie naturalne waha się w bardzo szerokich granicach. Ta niejednakowa zdolność odbijania powoduje silne zróżnicowanie reżimu termicznego, charakterystycznego dla różnych rodzajów powierzchni. Tak na przykład bardzo duża zdolność odbijania śniegu przyczynia się do względnej trwałości pokrywy śnieżnej po jej utworzeniu się. Ocieplające oddziaływanie zbiorników wodnych na otoczenie bywa między innymi spowodowane wyjątkowo małą zdolnością odbijania promieniowania przez powierzchnię wody (przy dużych wysokościach Słońca), a przez to – silnym pochłanianiem promieniowania słonecznego w warstwie wody o znacznej miąższości.

W warunkach nagiej gleby promieniowanie słoneczne jest pochłaniane przez jej bardzo cienką warstwękę podpowierzchniową. Natomiast w przypadku wody promieniowanie

słoneczne może przenikać na znaczną głębokość. Czysta woda pochłania około 30 % promieniowania słonecznego w swej górnej 10 cm warstwie. Na głębokość 1 m dociera jeszcze prawie 97 % promieniowania z przedziału widmowego 0,3 – 0,6 μm , lecz już tylko 36 % promieniowania z przedziału 0,6 – 0,9 μm . Im większa długość fali, tym pochłanianie promieniowania przez wodę jest silniejsze.

W tabeli 1 zawarte są wartości α dla różnego rodzaju powierzchni naturalnych.

Tabela 1. Albedo α niektórych powierzchni
Albedo α of different surfaces

Według (after): Aida i Gotoh 1982; Arnfield 1982; Asaeda i in. 1996; Gay i Holbo 1974; Kessler 1985, 1985a; Landsberg 1981; Linacre 1969; Miller 1981; Mills 1997; Monteith 1973; Nagy 1970; Oke 1979, 1987; Paszyński i in. 1995; Perrin de Brichambaut 1963; Robinson 1966; Smolen 1984

Powierzchnia	α
śnieg świeży	0,80 – 0,90
śnieg topniejący	0,35 – 0,65
zbiorniki wodne	0,02 – przy $h_s > 40^\circ$
zbiorniki wodne	0,06 – przy $h_s = 30^\circ$
zbiorniki wodne	0,13 – przy $h_s = 20^\circ$
zbiorniki wodne	0,35 – przy $h_s = 10^\circ$
zbiorniki wodne	0,59 – przy $h_s < 5^\circ$
skała wapienna	0,45
skała granitowa	0,15
piasek rzeczny biały	0,40 – 0,42
piasek suchy	0,35
piasek wilgotny (wilgotność 20 %)	0,20
piasek mokry (wilgotność 40 %)	0,15
glina sucha	0,16
glina wilgotna	0,03 – 0,09
czarnoziem suchy	0,14
czarnoziem wilgotny	0,08
pole świeżo zaorane wilgotne	0,14
pole świeżo zaorane suche	0,17
czarny ugór	0,12 – 0,20
trawa sucha	0,16 – 0,27
trawa wilgotna	0,16 – 0,19
łąka sucha	0,32
łąka mokra	0,22
łan zboża	0,15 – 0,25
lucerna	0,23
buraki	0,19
ziemniaki	0,20
wrzosowisko	0,10
las iglasty	0,10 – 0,17
las liściasty	0,15 – 0,20
sady	0,16 – 0,18
tereny miejskie	0,12 – 0,25
dachówka	0,20 – 0,30
papa	0,10 – 0,15
beton	0,20 – 0,40
asfalt	0,10 – 0,12

Wartości α dla terenów pokrytych roślinnością podlegają stosunkowo dużym zmianom sezonowym, zależnie od fazy rozwojowej roślin. Dlatego dane zamieszczone w przedstawionej tabeli zmieniają się w dość szerokich granicach. Natomiast wartość α nagej gleby zależy głównie od jej wilgotności.

Albedo niektórych rodzajów powierzchni zmienia się znacznie wraz z kątem padania promieni słonecznych (zależność od h_s). Odnosi się to szczególnie do powierzchni wody (tabela 1). Zależność α od kąta padania promieni słonecznych powoduje, że wartość albedo niektórych rodzajów powierzchni jest nieco większa w odniesieniu do promieniowania rozproszonego niż do promieniowania bezpośredniego [Idso i in. 1969].

Albedo powierzchni szorstkiej w mniejszym stopniu zależy od wysokości Słońca niż albedo powierzchni gładkiej. Toteż albedo trawy zmienia się nieznacznie w ciągu dnia [Munn 1966; Gregoire i in. 1992]; jeszcze mniejsza jest zmienność dobową α terenów zalesionych. Wraz ze wzrostem szorstkości powierzchni czynnej wartość α przeważnie maleje w wyniku wielokrotnego odbijania promieni słonecznych przez poszczególne elementy nierówności [Smolen 1984]; z tego powodu wyjątkowo małe jest albedo lasu.

Szczególnie dużymi wartościami albedo wyróżnia się powierzchnia śniegu. Jednakże w miarę zalegania pokrywy śnieżnej wartość α zmniejsza się, gdyż opadający pył i inne zanieczyszczenia powodują szybkie zabrudzenie śniegu. Zjawisko to przyczynia się do gwałtownego przyspieszenia zaniku pokrywy śnieżnej w miastach i na terenach uprzemysłowionych [Paszyński 1995].

Zdolność odbijania promieniowania słonecznego, wyrażona liczbowo przez albedo powierzchni czynnej, stanowi więc ważny czynnik różnicujący strukturę bilansu radiacyjnego, a przez to i lokalne warunki klimatyczne.

2.2.2.5. PROMIENIOWANIE SŁONECZNE POCHŁONIĘTE

Promieniowanie słoneczne pochłonięte K^* , czyli saldo promieniowania krótkofalowego, jest różnicą między promieniowaniem całkowitym K^\downarrow a promieniowaniem odbitym K^\uparrow :

$$K^* = K^\downarrow - K^\uparrow \quad 2.15.$$

K^* zależy więc od tych samych czynników, które wpływają na promieniowanie całkowite i na promieniowanie odbite. W skali lokalnej największe zróżnicowanie przestrzenne wartości K^* i jego przebiegu dziennego powodują cechy podłoża: geometria powierzchni czynnej, to jest jej nachylenie, ekspozycja i ewentualne zacienienie oraz albedo powierzchni czynnej. Do zróżnicowania wartości K^* przyczynia się także lokalne zmętnienie atmosfery na terenach zurbanizowanych i uprzemysłowionych, powodujące zmniejszenie strumienia K^\downarrow przez osłabienie strumienia S (mimo wzrostu strumienia D).

2.2.3. PROMIENIOWANIE DŁUGOFALOWE

2.2.3.1. PROMIENIOWANIE DŁUGOFALOWE UCHODZĄCE

Naężenie promieniowania emitowanego przez powierzchnię czynną - zgodnie z równaniem (2.6.) - zależy od temperatury i od zdolności emisyjnej danego rodzaju powierzchni. Dla większości powierzchni naturalnych wartość ε mieści się w przedziale od 0,85 do 0,99. Gładkie powierzchnie metaliczne mają wartości ε mniejsze niż 0,5 [Hales 1974]. Najbardziej zbliżoną pod względem właściwości radiacyjnych do ciała doskonale czarnego jest powierzchnia śniegu, dla której $\varepsilon \approx 0,99$. Dla lodu ε wynosi około 0,92, a dla wody - około 0,95 i tyle samo dla wilgotnej pokrywy roślinnej. Jednak w miarę wysychania roślin wartość ε ulega zmniejszeniu [Monteith i Szeicz 1961]. Dla powierzchni gleby nieporośniętej i silnie uwilgotnionej $\varepsilon \approx 0,96$; natomiast suchy piasek, jak również suche powierzchnie niektórych utworów skalnych mają wartości $\varepsilon < 0,90$, a czasami nawet mniejsze niż 0,85. Stwierdzono, że na całkowicie suchych obszarach pokrytych piaskiem o bardzo dużej zawartości kwarcu, wartość ε zmniejsza się nawet do 0,70 [Rowntree 1989].

Typowe wartości zdolności emisyjnej ε zawiera tabela 2.

Tabela 2. Zdolność emisyjna ε niektórych powierzchni.
Emissivity ε of different surfaces.

Według (after): Lee 1978; Miller 1981; Oke 1987.

Powierzchnia	ε
śnieg świeży	0,99
woda	0,95
gleba wilgotna	0,96
gleba sucha	0,90
suchy piasek	0,88
trawa	0,98
las liściasty	0,95
las iglasty	0,97
trawnik	0,97
asfalt	0,95
dachy domów	0,85 - 0,92

Strumień promieniowania długofalowego uchodzącego od powierzchni czynnej L^\uparrow przedstawia się następująco:

$$L^\uparrow = \varepsilon \cdot \sigma \cdot T^4 + L^\downarrow \cdot (1 - \varepsilon) \quad 2.16.$$

gdzie symbolem L^\downarrow oznaczony jest skierowany ku dołowi strumień cieplnego promieniowania atmosfery tak zwanego promieniowania zwrotnego.

Wadomo, że wraz ze zmniejszeniem zdolności emisyjnej danej powierzchni maleje także jej zdolność pochłaniania promieniowania (prawo Kirchhoffa 2.5.). Ze wzoru (2.16.) wynika, że zmniejszenie natężenia emitowanego promieniowania długofalowego w strumieniu promieniowania długofalowego uchodzącego L^\uparrow jest częściowo kompensowane

zwiększonym odbiciem części dochodzącego promieniowania zwrotnego atmosfery. Strumień L^\downarrow jest zwykle mniejszy niż strumień L^\uparrow , co spowodowane jest na ogół niższą temperaturą atmosfery w porównaniu z powierzchnią czynną, a także tym, że atmosfera emituje promieniowanie przeważnie tylko w niektórych przedziałach widma. Ta kompensacja $\{L^\downarrow \cdot (1-\varepsilon)\}$ nigdy nie jest całkowita, wskutek czego mniejsza wartość zdolności emisyjnej ($\varepsilon < 1$) powoduje osłabienie strumienia L^\uparrow w porównaniu z odpowiednią wartością tego strumienia dla ciała doskonale czarnego. Jednak odchylenie to jest niewielkie i dlatego przyjmuje się, że powierzchnia ziemską zachowuje się jak ciało absolutnie czarne. Przemawia za tym jeszcze fakt, że dokładne wyznaczenie wartości ε sposobem empirycznym jest zadaniem stosunkowo trudnym.

Zróznicowanie przestrzenne strumienia L^\uparrow zależy więc przede wszystkim od niejednakowej temperatury powierzchni czynnej, w znacznie zaś mniejszym stopniu – od jej właściwości emisyjnej. Szczególnie duże kontrasty występują między wartościami tego strumienia dla powierzchni wodnej i dla suchej powierzchni lądowej, co ma miejsce zarówno w dzień, jak i w nocy.

Ponieważ strumień L^\uparrow jest funkcją temperatury powierzchni czynnej, dlatego ma on większą gęstość w dzień niż w nocy. Jednakże jego amplituda dobową jest stosunkowo niewielka i rzadko tylko przekracza $100 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$, wahając się w okresie wegetacyjnym w polskich warunkach klimatycznych wokół wartości $400 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$. Przy pogodnym niebie zmienność w ciągu doby L^\uparrow bywa na ogół większa niż zmienność L^\downarrow [Candelon 1986].

Bezpośrednio w przestrzeń kosmiczną powierzchnia Ziemi promieniuje jedynie w przedziale tzw. okna atmosferycznego – przedziału widmowego $9\text{--}12 \mu\text{m}$ – wolnego od pasm pochłaniania przez główne składniki atmosfery. Ponieważ maksimum natężenia promieniowania długofalowego Ziemi przypada na ten przedział widmowy, to strumień promieniowania długofalowego L^\uparrow odgrywa ważną rolę w regulowaniu temperatury powierzchni czynnej.

2.2.3.2. PROMIENIOWANIE ZWROTNE ATMOSFERY

Warstwa powietrza o grubości kilkudziesięciu metrów pochłania niemal całkowicie promieniowanie ziemskie emitowane w pasmach intensywnego pochłaniania pary wodnej i CO_2 . Wypromieniowanie z powierzchni Ziemi odbywa się w drodze tzw. transferu promieniowania, tzn. pochłaniania promieniowania przez kolejne warstwy atmosfery i retransmitowania go dalej jako własnego promieniowania cieplnego o odpowiednio zmienionym składzie widmowym (najczęściej na falach dłuższych niż warstwy położone niżej). Ponieważ retransmisja promieniowania odbywa się zarówno w kierunku warstw leżących wyżej jak i w kierunku powierzchni Ziemi, część energii wypromieniowanej przez tę powierzchnię wraca do niej.

Część promieniowania atmosfery skierowana ku górze uchodzi w przestrzeń pozaziemską. Część skierowana ku powierzchni Ziemi stanowi promieniowanie zwrotne

atmosfery L^\downarrow . Promieniowanie ciepłe emitują wieloatomowe cząsteczki pary wodnej, dwutlenku węgla i innych składników gazowych. Również kropelki wody czy kryształki lodu zawarte w chmurach, a także cząsteczki pyłu stanowiącego zanieczyszczenie atmosfery są źródłem tego promieniowania. Promieniowanie zwrotne atmosfery jest przedstawiane jako zmodyfikowane prawo Stefana-Boltzmanna:

$$L^\downarrow = \varepsilon_a \cdot \sigma \cdot T_a^4 \quad 2.17.$$

gdzie ε_a – zdolność emisyjna atmosfery a T_a – temperatura absolutna atmosfery; obie te wielkości reprezentują całość procesów pochłaniania i emisji wszystkich składników powietrza.

Przy braku chmur promieniowanie atmosfery nie stanowi widma ciągłego; jest ono zgrupowane w pewnych, ściśle określonych pasmach, charakterystycznych dla każdego z gazów będących źródłem emisji; pasma te odpowiadają przede wszystkim długościom fali λ równym od 4 do 8 μm , oraz $\lambda > 12 \mu\text{m}$. Natomiast pokrywa chmur emituje promieniowania ciepłe w sposób ciągły w całym zakresie widmowym do około 50 μm .

W emisji promieniowania zwrotnego w warunkach nieba bezchmurnego największy udział – ponad połowę, a czasami nawet trzy czwarte – ma para wodna. Udział ten jest jednak bardzo zmienny, zależy bowiem od aktualnej wilgotności powietrza. Z tych też względów lokalny wzrost wilgotności powietrza (na przykład nad zbiornikami wodnymi) może przyczyniać się do zwiększenia strumienia L^\downarrow . Znacznie mniejszy, ale bardziej stały, udział w emisji L^\downarrow ma dwutlenek węgla.

Gazowe domieszki powietrza, będące efektem zanieczyszczenia atmosfery, takie jak na przykład SO_2 , powodują wzrost strumienia L^\downarrow . Podobny jest wpływ zawieszonych w atmosferze pyłów [Fuggle i Oke 1976]. Na podstawie pomiarów strumienia L^\downarrow , wykonanych jednocześnie w śródmieściu Warszawy i na jej obrzeżach podczas pogody bezchmurnej, stwierdzono występowanie większych wartości tego promieniowania w mieście w prawie 3/4 przypadków. Różnice nie były jednak duże i na ogół mieściły się w przedziale 15 – 30 $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$. Trudno powiedzieć, czy były one następstwem wyższej temperatury powietrza nad miastem niż poza nim, czy też – zwiększonej zawartości pyłów i zanieczyszczeń gazowych w atmosferze miejskiej [Paszyński 1995].

Powłoka chmur powoduje stosunkowo duży wzrost strumienia L^\downarrow . Jednak chmury wysokie typu *cirrus* w małym stopniu wpływają na wzrost tego promieniowania w stosunku do jego wartości przy niebie bezchmurnym.

Promieniowanie zwrotne atmosfery dochodzi do powierzchni czynnej z różnych części nieba w sposób nierównomierny: najmniejszy jest dopływ z fragmentów nieba znajdujących się w pobliżu zenitu, a największy – z okolic nieba w pobliżu horyzontu. Zmniejszenie dopływu strumienia L^\downarrow wskutek zakrycia części horyzontu w głęboko wciętych dolinach na obszarach o urozmaiconej rzeźbie, kompensowane jest – i to z pewnym nawet

nadmiarem - dopływem promieniowania długofalowego od zboczy zasłaniających horyzont [Fliri 1978].

W porównaniu z dochodzącym z góry promieniowaniem całkowitym K^\downarrow , strumień L^\downarrow charakteryzuje się stosunkowo małą zmiennością, zarówno w czasie, jak i w przestrzeni. Obserwowane wartości strumienia L^\downarrow mieszczą się na ogół w przedziale od 200 do 400 $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$, a ich wahania roczne czy dobowe nie są duże.

Tak więc, różnice przestrzenne strumienia L^\downarrow w skali topoklimatycznej wynikają z lokalnych zmian wilgotności, pojawiania się chmur o charakterze czysto lokalnym, zapylenia i zanieczyszczenia powietrza oraz rzeźby terenu (zasłonięcia horyzontu).

2.2.3.3. SALDO PROMIENIOWANIA DŁUGOFALOWEGO

Różnica między promieniowaniem zwrotnym atmosfery L^\downarrow a promieniowaniem długofalowym uchodzącym L^\uparrow stanowi saldo promieniowania długofalowego L^* :

$$L^* = L^\downarrow - L^\uparrow = L^\downarrow - [\varepsilon \cdot \sigma \cdot T^4 + L^\downarrow \cdot (1 - \varepsilon)] \quad 2.18.$$

Strumień L^* - ale z odwrotnym znakiem - nazywany jest promieniowaniem efektywnym.

Ponieważ L^\uparrow co do wartości bezwzględnej niemal zawsze przewyższa L^\downarrow , więc L^* ma zazwyczaj wartość ujemną. Wyjątkiem - jeśli chodzi o kierunek L^* - bywają sytuacje meteorologiczne związane z napływem ciepłego powietrza nad silnie wychłodzoną powierzchnię. W warunkach pogodnych L^* w ciągu doby zmienia się od około -250 $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ w dzień do około -70 $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ w nocy. Najmniejsze wartości przyjmuje L^* we wczesnych godzinach popołudniowych, kiedy podłoże atmosfery jest nagrzane i wypromieniowanie ciepła z powierzchni czynnej jest najsilniejsze.

Lokalne zróżnicowanie przestrzenne L^* jest spowodowane odmienną temperaturą podłoża, innym zanieczyszczeniem czy wilgotnością atmosfery. Czynnikiem modyfikującym jest też zasłonięcie części horyzontu przez zbocza na dnie głęboko wciętych dolin lub przez wysoką zabudowę na ulicach i placach w mieście [Wilmers 1997; Yamashita i Sekine 1990]. W tym ostatnim przypadku chodzi jednak raczej o różnice w skali mikroklimatycznej - mniejszej niż skala topoklimatyczna [Arnfield 1982; Oke 1988; Yoshida i in. 1990].

2.2.4. SALDO PROMIENIOWANIA

Sumę wszystkich strumieni radiacyjnych dochodzących do powierzchni czynnej i od niej uchodzących ujmuje poniższe równanie bilansu promieniowania:

$$Q^* = K^\downarrow - K^\uparrow + L^\downarrow - L^\uparrow = S + D - K^\uparrow + L^\downarrow - \varepsilon \cdot \sigma \cdot T^4 - L^\downarrow \cdot (1 - \varepsilon) \quad 2.19.$$

Po stronie przychodowej tego równania jest promieniowanie słoneczne całkowite K^\downarrow oraz promieniowanie zwrotne atmosfery L^\downarrow ; natomiast po stronie rozchodowej znajduje się odbite promieniowanie słoneczne K^\uparrow , promieniowanie cieplne podłoża $\varepsilon \cdot \sigma \cdot T^4$ oraz odbita

część promieniowania zwrotnego atmosfery $L^\downarrow \cdot (1 - \varepsilon)$. Suma algebraiczna wszystkich strumieni promieniowania, niezależnie od ich zakresu widmowego, stanowi saldo promieniowania Q^* . Wielkość ta nazywana jest także bilansem radiacyjnym - jest to jednak określenie błędne, ponieważ każdy bilans składa się zawsze ze strony przychodowej i ze strony rozchodowej, zatem nazywanie nim jednej tylko liczby nie jest słuszne. W literaturze obcojęzycznej wielkość ta nosi nazwę promieniowania netto (*net radiation*, *rayonnement net*); spotyka się też określenie strumień wypadkowy promieniowania (*flux radiatif resultant*, *ostatočnaja radiacija*).

W ciągu dnia bilans promieniowania tworzą składniki krótkofalowe i długofalowe, natomiast w nocy - tylko składniki długofalowe. W dzień strumień Q^* przyjmuje wartości dodatnie, w nocy zaś - przeważnie wartości ujemne, z tym że odnosi się to do pogody bezchmurnej lub z niewielkim zachmurzeniem. W przebiegu dobowym Q^* największe wartości mają miejsce w południe słoneczne lub też krótko przed nim. Wartości najmniejsze Q^* występują najczęściej tuż po zachodzie Słońca; przyczyną tego jest stosunkowo jeszcze wysoka temperatura powierzchni czynnej, powodująca silne wypromieniowanie ciepła. Drugorzędne minimum Q^* notowane jest czasami pod koniec nocy. Wywołane jest ono wzrostem temperatury powierzchni, związanym z kondensacją pary wodnej i tworzeniem się rosy. W ciągu dnia Q^* przyjmuje nieco większe wartości w godzinach przedpołudniowych niż popołudniowych przy tych samych wysokościach Słońca; tę asymetrię objaśnić można wyższą temperaturą podłoża w drugiej połowie dnia, powodującą wzrost strumienia L^\uparrow [Fritschen i Qian 1990; Smolen 1978].

Terminy zmiany znaku strumienia Q^* nie pokrywają się z momentami wschodu czy zachodu Słońca. Poranna zmiana wartości ujemnych Q^* na dodatnie jest w stosunku do wschodu Słońca opóźniona o około godzinę - tyle mniej więcej czasu potrzebne jest na nagrzanie podłoża by skompensować straty energii na promieniowanie ciepłe. Wieczorem obserwuje się zjawisko odwrotne, mianowicie przejście Q^* przez zero ma miejsce około półtorej godziny wcześniej niż zachód Słońca.

Na wartości strumienia Q^* i ich przebieg dobowy wpływają między innymi różne fizyczne właściwości podłoża. Obserwuje się to na przykład w odniesieniu do zbiorników wodnych, gdzie amplituda dobowa Q^* jest wyraźnie mniejsza niż na obszarach sąsiednich, a wystąpienie wartości maksymalnej Q^* może być znacznie opóźnione [Jauregui 1990].

Typowy przebieg dobowy strumieni radiacyjnych zmierzonych nad powierzchnią trawy w warunkach bezchmurnej pogody przedstawia rycina 1. Strumienie te zostały zarejestrowane w Garlicy koło Krakowa ($\varphi = 50^\circ 09' \text{ N}$, $\lambda = 19^\circ 56' \text{ E}$, $h = 270 \text{ m n.p.m.}$) w dniu 29 maja 1998 r. [Olechnowicz-Bobrowska i Wojkowski 1998]. Największe wartości strumieni Q^* i K^* wynoszące odpowiednio 572 i $734 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ zanotowano o godz. 12. Natomiast wartość najmniejsza $Q^* = -60 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ wystąpiła między godz. 20 i 21, bezpośrednio po zachodzie Słońca. Promieniowanie całkowite K^\downarrow osiągnęło tego dnia wartość $914 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$, zaś strumień L^\uparrow - wartość $-533 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$. Albedo powierzchni pokrytej trawą wynosiło $0,21$.

Trzeba zauważyć, że strumień K^{\uparrow} był przez cały niemal dzień w przybliżeniu równy strumieniowi L^* . Strumień L^{\downarrow} nie ulegał w ciągu doby większym zmianom wynosząc średnio $351 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$.

Rycina 2 przedstawia inny przykład przebiegu dobowego składników bilansu promieniowania odnoszący się do powierzchni trawy [Paszyński 1990a]. Wykres sporządzono na podstawie danych zmierzonych w dniu 7 sierpnia 1991 r. w Błocku ($\varphi = 52^{\circ} 05' \text{ N}$, $\lambda = 16^{\circ} 14' \text{ E}$, $h = 60 \text{ m n.p.m.}$). Największe wartości strumieni Q^* , K^* i K^{\downarrow} wyniosły odpowiednio 467, 590 i $748 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$. Przy tych samych wartościach albedo, co w poprzednio omówionym dniu (0,21), strumień odbitego promieniowania słonecznego K^{\uparrow} (równy średnio $-158 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$) był większy co do wartości bezwzględnej niż strumień L^* (równy średnio $-123 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$). Dobowy przedział zmienności L^{\downarrow} wynosił $356\text{--}403 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$, a wartość średnia tego strumienia wynosiła $375 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$.

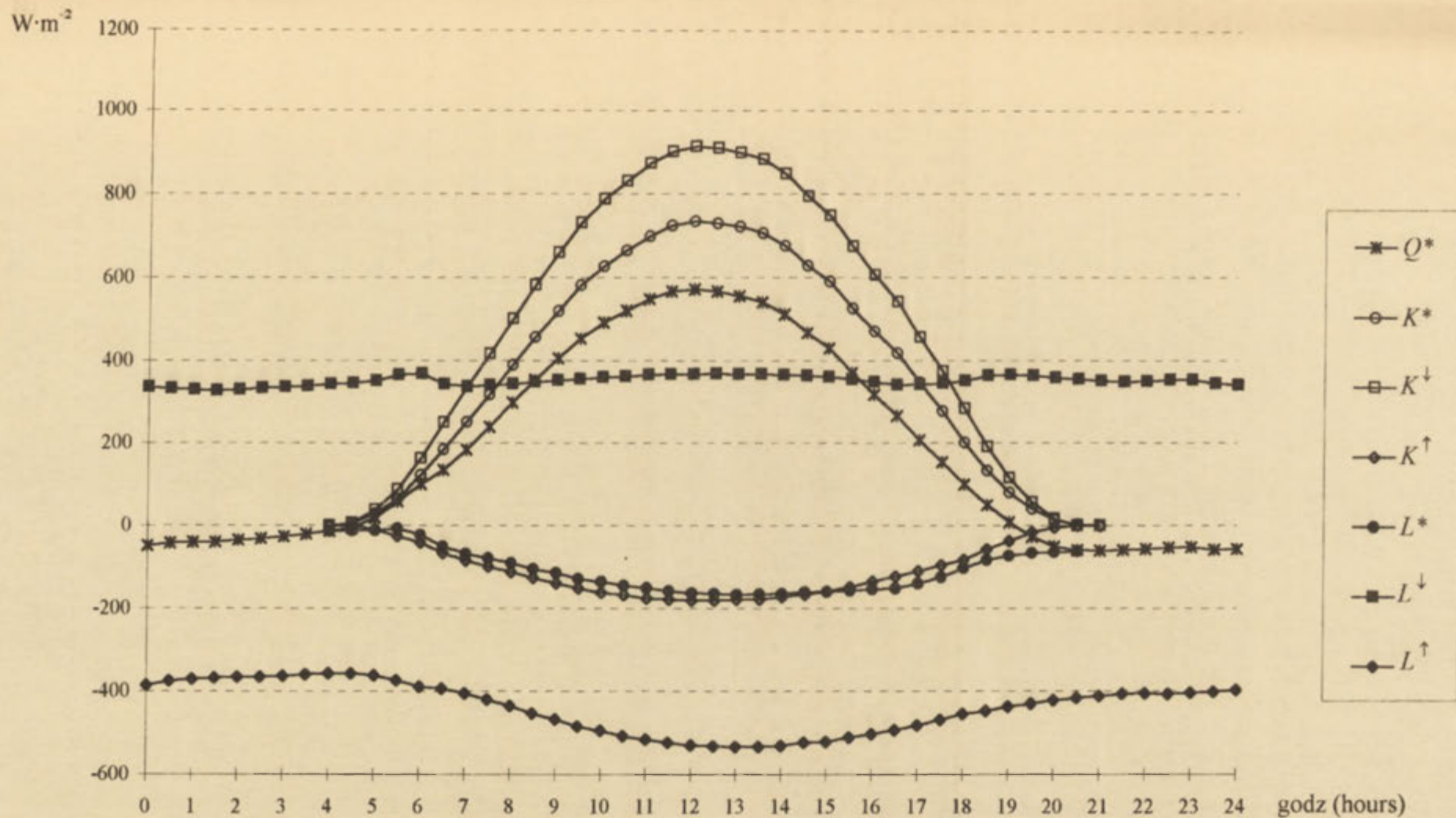
Odmienny obraz przedstawia dobowy przebieg składników bilansu promieniowania uzyskany dla terenów nie pokrytych roślinnością. Przykładem są dane odnoszące się do piaszczystych terenów półpustynnych w okolicy Ałma-Aty w Kazachstanie ($\varphi = 43^{\circ} 45' \text{ N}$, $\lambda = 77^{\circ} 00' \text{ E}$, $h = 420 \text{ m n.p.m.}$) [Paszyński i in. 1989a]. Rycina 3 przedstawia przebieg tych składników w dniu 22 sierpnia 1989 r. W Ałma-Acie, położonej na stosunkowo niskiej szerokości geograficznej, natężenie K^{\downarrow} w południe osiągnęło zaledwie $833 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$. Ze względu na stosunkowo wysokie albedo, przekraczające wartość 0,30, a także z powodu wysokiej temperatury powierzchni gruntu i związanych z tym znacznych wartości strumienia L^{\uparrow} dochodzących do $-569 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$, saldo promieniowania Q^* nieznacznie tylko przekraczało $300 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$. Podobnie jak w Garlicy, również i w tym przypadku, przebiegi strumieni K^{\uparrow} i L^* były w przybliżeniu jednakowe. Na uwagę zasługuje przebieg strumienia L^{\downarrow} odznaczający się wyraźnym przesunięciem fazowym, co przejawiało się w wystąpieniu najmniejszej wartości ($281 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$) zaraz po południu, natomiast największej wartości ($378 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$) w godzinach wieczornych, już po zachodzie Słońca.

Podobny do opisanego był też przebieg dobowy składników bilansu promieniowania na stepie w Mongolii, o czym świadczą odpowiednie dane zebrane podczas polskiej ekspedycji fizycznogeograficznej "Transmongolia" w miejscowości Gurwan Turuu ($\varphi = 47^{\circ} 03' \text{ N}$, $\lambda = 107^{\circ} 38' \text{ E}$, $h = 1371 \text{ m n.p.m.}$) – na przykład w dniu 30 lipca 1979 [Skoczek i Paszyński 1997]. Dodać jednak trzeba, że promieniowanie odbite K^{\uparrow} przyjmowało na stepie mniejsze wartości absolutne niż na piaszczystych terenach półpustynnych Azji Środkowej, ze względu na mniejsze albedo powierzchni stepu.

2.3. WYMIANA CIEPŁA PRZEZ UNOSZENIE

2.3.1. PÓLEMPIRYCZNE TEORIE TURBULENCJI

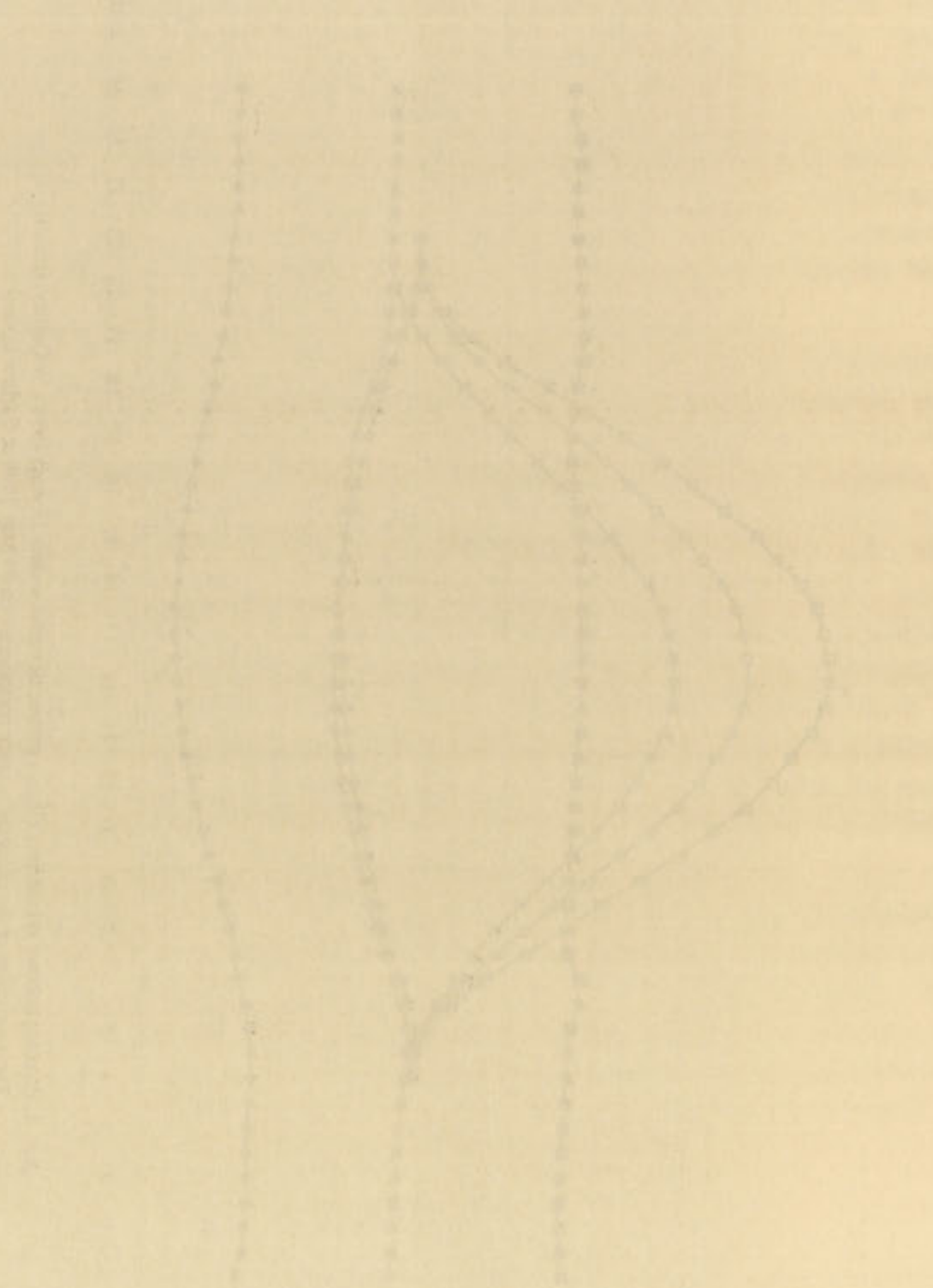
Unoszenie – konwekcja – jest to przestrzenny transport pewnych właściwości ośrodka gazowego lub ciekłego przy jego ruchu. W atmosferze ruch ten ma charakter turbulencyjny, rozróżnia się więc turbulencyjną wymianę pędu, ciepła i masy (pary wodnej, dwutlenku

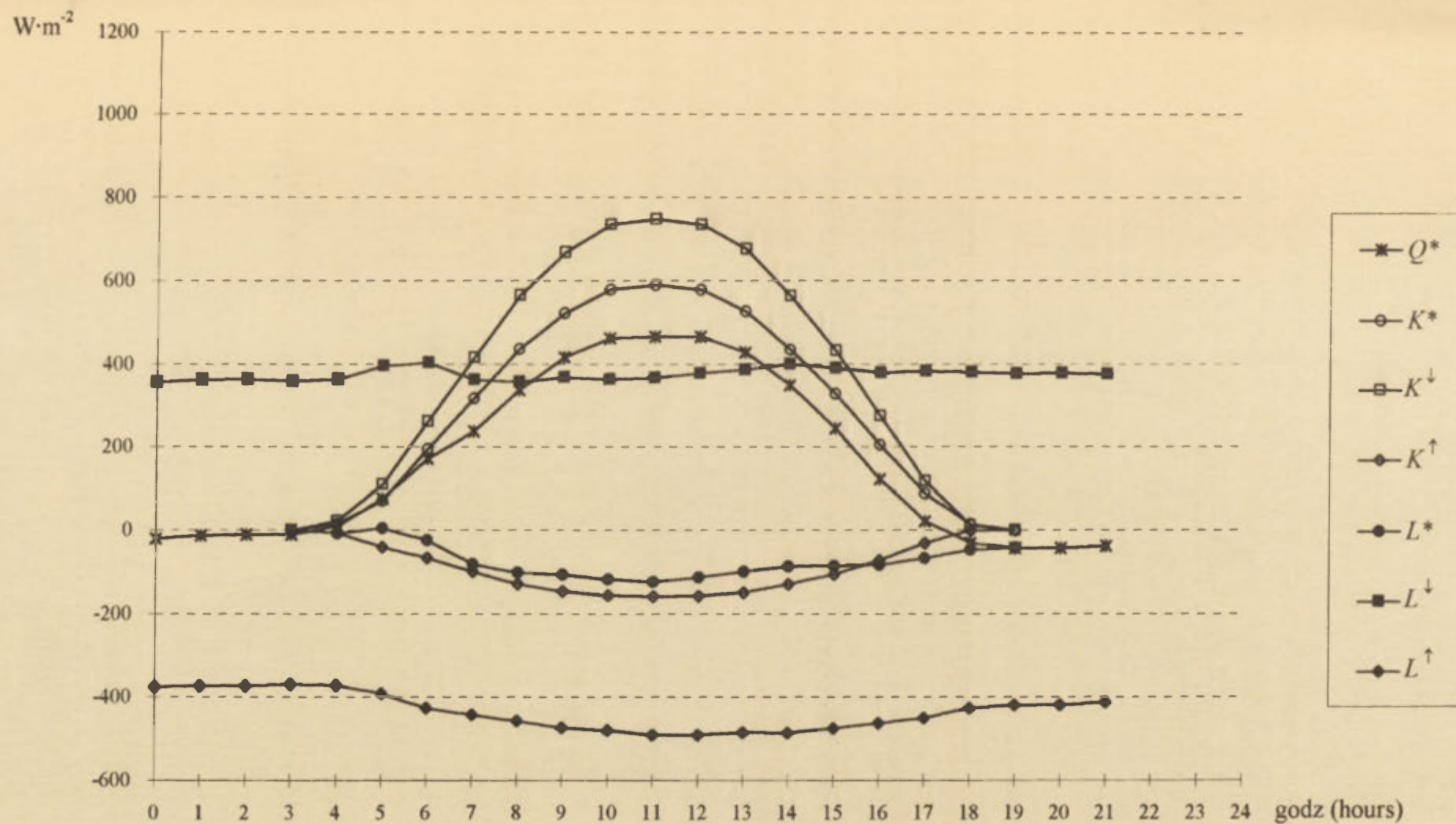


Ryc. 1. Przebieg dobowy składników bilansu promieniowania w dniu 29 maja 1998 r. w Garlicy (trawa).

Daily variation of the radiation balance components on 29 May 1998 at Garlica (grass).

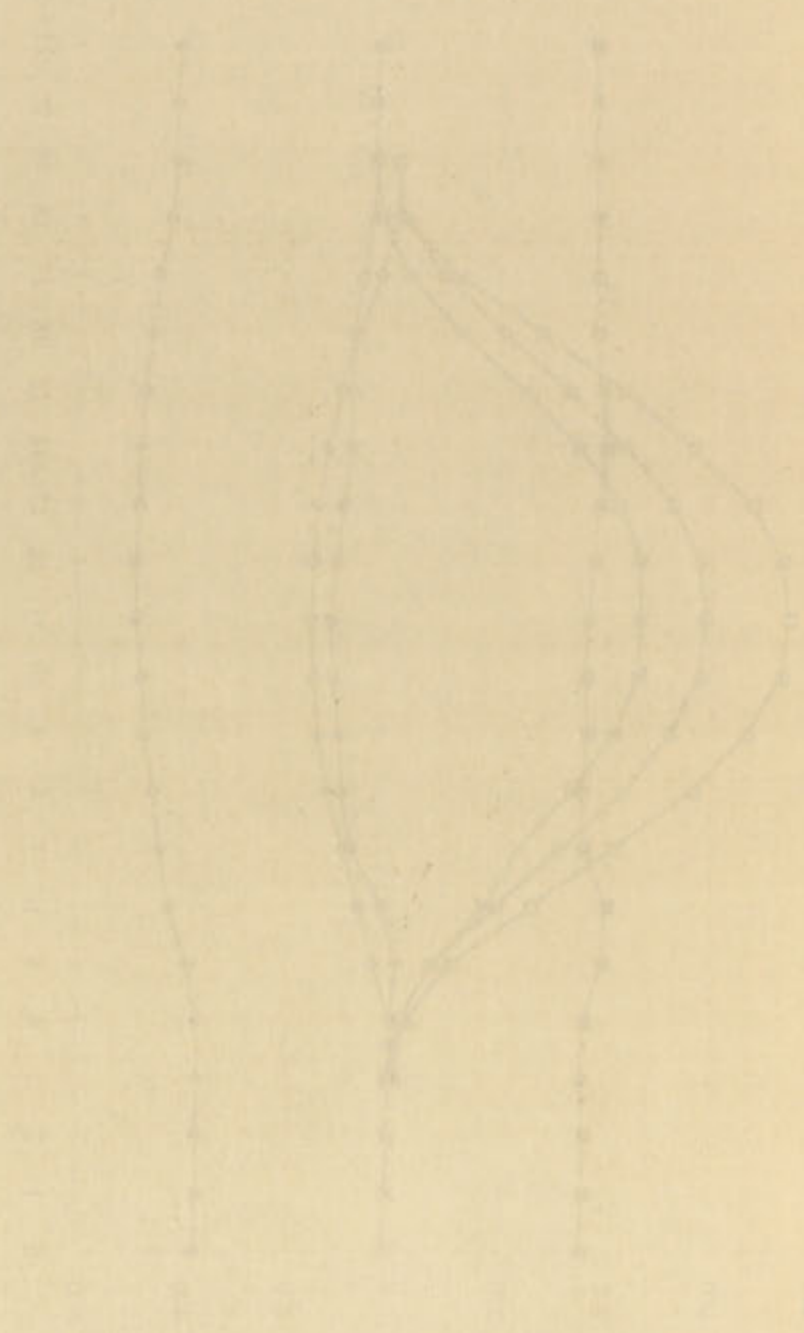
$\frac{1}{2} \pi$ $\frac{1}{4} \pi$ $\frac{3}{4} \pi$ π $\frac{5}{4} \pi$ $\frac{3}{2} \pi$ $\frac{7}{4} \pi$ 2π

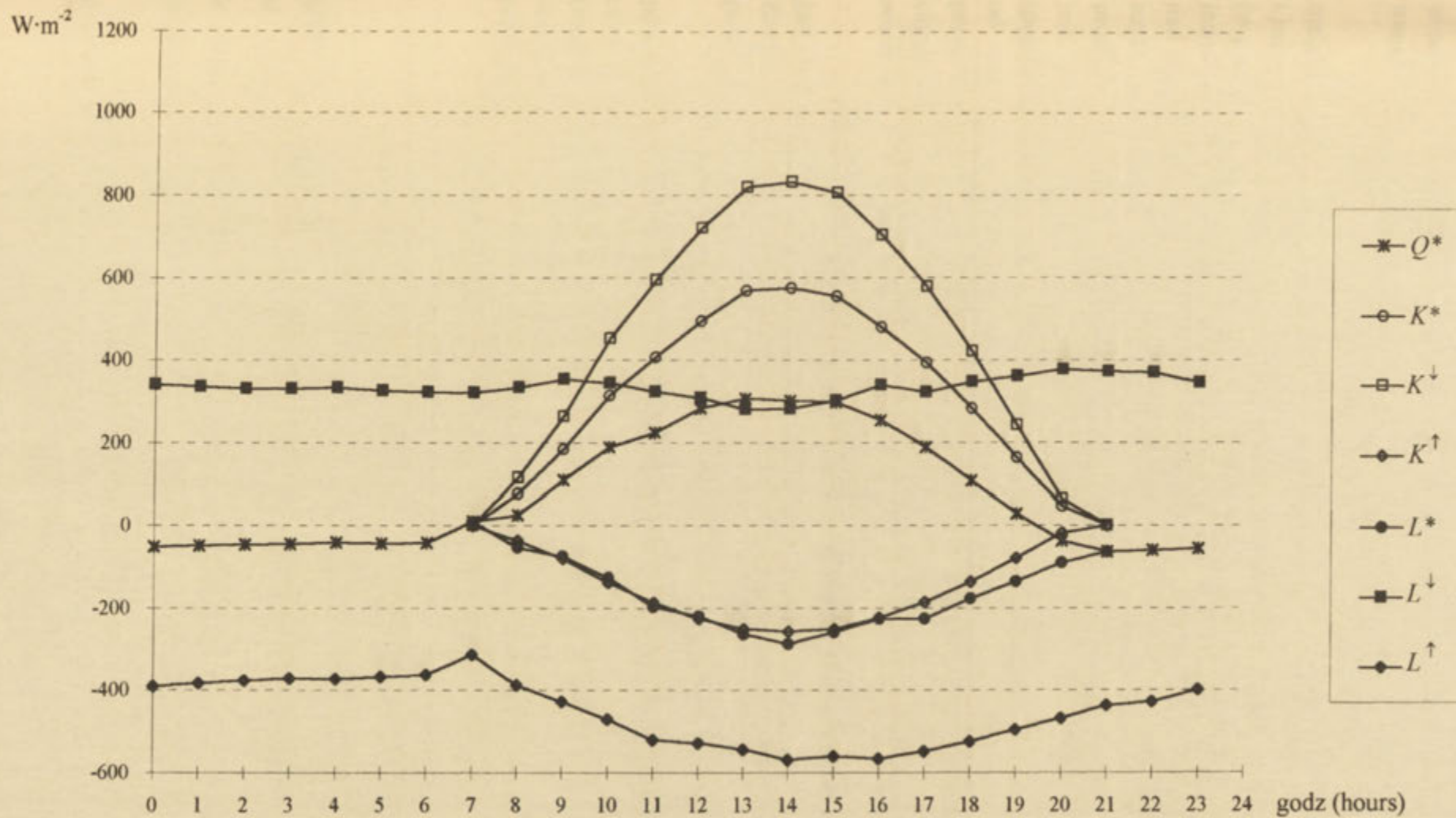




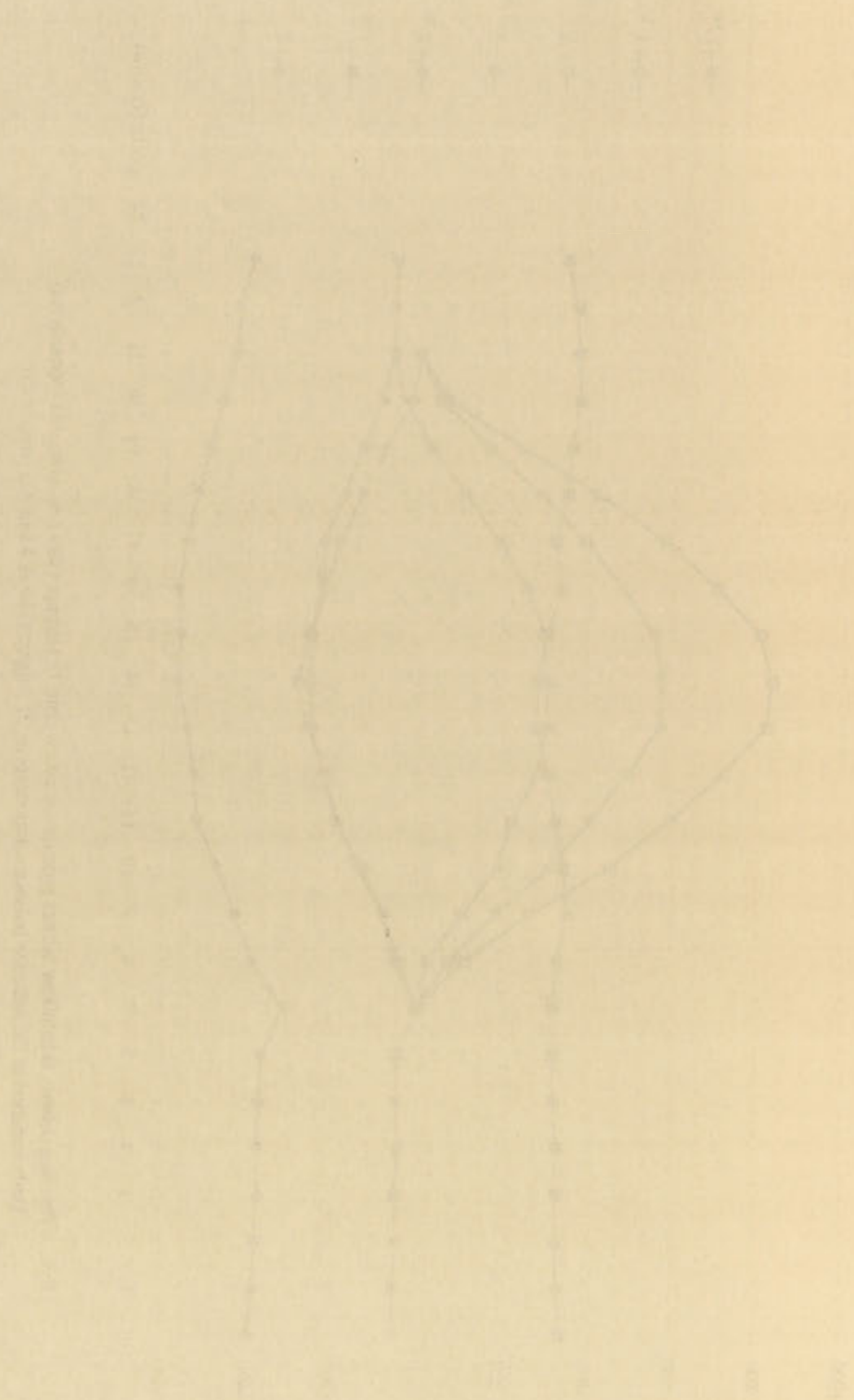
Ryc. 2. Przebieg dobowy składników bilansu promieniowania w dniu 7 sierpnia 1991 r. w Błocku (trawa).
Daily variation of the radiation balance components on 7 August 1991 at Błocko (grass).

Figure 1. The dependence of the relative residual stress σ_r on the relative thickness h of the layer for different values of the parameter α .





Ryc. 3. Przebieg dobowy składników bilansu promieniowania w dniu 22 sierpnia 1989 r. w Ałma-Ata (półpustynia).
Daily variation of the radiation balance components on 22 August 1989 at Alma-Ata (semidesert).



węgla itd.). Z punktu widzenia bilansu cieplnego powierzchni czynnej najważniejszy – w odniesieniu do unoszenia masy – jest turbulencyjny transport pary wodnej i związany z nim transport ciepła utajonego (zużywanego lub uwalnianego w przemianach fazowych wody).

Zakłada się, że pola prędkości wiatru, temperatury i innych elementów meteorologicznych w przyziemnej warstwie atmosfery, gdy powietrze przepływa nad płaskim i jednorodnym podłożem w warunkach ustalonej pogody, są: 1/ statystycznie stacjonarne (w przedziale czasu, w którym nie zaznaczają się ich zmiany dobowe), 2/ statystycznie jednorodne w poziomie (w odpowiednio dużej skali przestrzennej). Wtedy przyjmuje się, że nad powierzchnią o stałej szorstkości odbywa się średni ruch powietrza w kierunku osi x – czyli istnieje składowa prędkości wiatru $\bar{u} > 0$, zaś średnia wartość składowej pionowej prędkości wiatru \bar{w} jest równa zeru. W warstwie przyziemnej atmosfery gęstość powietrza jest stała z wyjątkiem efektu wyporu. Charakterystyki meteorologiczne w tej warstwie (prędkość wiatru, temperatura powietrza, wilgotność właściwa powietrza i inne) zależą tylko od wysokości z nad powierzchnią czynną, a pionowe strumienie pędu, ciepła i wilgoci przyjmuje się jako stałe z wysokością (z dokładnością do 10 %). Za pionowy transport pędu, ciepła i masy odpowiedzialne są ruchy turbulencyjne znacznie przewyższające wymianę tych wielkości drogą molekularną. W warstwie tej efekt siły Coriolisa można zaniedbać.

Wartość chwilowa danej wielkości s przedstawia się następująco: $s = \bar{s} + s'$, gdzie \bar{s} jest średnią wartością tej wielkości w pewnym przedziale czasu, a s' – jest jej fluktuacją. Rozpatrujemy głównie wartości średnie i fluktuacje, dlatego – w celu uproszczenia zapisu – pomijamy wskaźnik uśrednienia (poziomą górną kreskę) tam, gdzie nie jest to konieczne.

Zastosowanie uśrednienia Reynoldsa i przyjęcie wyżej wymienionych założeń powodują uproszczenie układu równań opisujących przepływ turbulencyjny w warstwie przyziemnej atmosfery. Wtedy przyjmuje się, że pionowy turbulencyjny strumień pędu (napężenie Reynoldsa w kierunku przepływu cieczy) τ , oraz pionowy turbulencyjny strumień ciepła jawnego H i pionowy turbulencyjny strumień ciepła utajonego E są określone następująco:

$$\tau = -\rho \cdot \overline{u' \cdot w'} \quad 2.20.$$

$$H = c_p \cdot \rho \cdot \overline{\theta' \cdot w'} \quad 2.21.$$

$$E = \ell \cdot \rho \cdot \overline{q' \cdot w'} \quad 2.22.$$

gdzie: ρ – gęstość powietrza, $\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$; c_p – ciepło właściwe powietrza, $\text{J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{deg}^{-1}$;

θ – temperatura potencjalna powietrza, K; ℓ – ciepło właściwe parowania, $\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$;

q – wilgotność właściwa powietrza, $\text{kg} \cdot \text{kg}^{-1}$.

Wymiarem τ jest $\text{N} \cdot \text{m}^{-2}$, wymiarem H i E jest $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$.

W teorii warstwy granicznej uniwersalne zastosowanie ma pojęcie prędkości tarcia u_* [$\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$] zdefiniowanej jako:

$$u_* \equiv \left(\frac{\tau}{\rho} \right)^{1/2}$$

2.23.

Zbiór równań, dostosowany do przepływu turbulentycznego w warstwie granicznej, jest skomplikowany i nie można rozwiązać go analitycznie ze względu na to, że liczba niewiadomych jest większa niż liczba równań. Jest to problem zamknięcia – wyrażenia momentów wyższego rzędu muszą być sparametryzowane jako funkcje znanych wielkości i parametrów. Przedstawimy sposoby rozwiązania problemu tylko przy użyciu metod fenomenologicznych i teorii podobieństwa.

Podejście fenomenologiczne polega na powiązaniu strumieni turbulentycznych z odpowiednimi gradientami wielkości średnich (prędkości wiatru, temperatury powietrza, wilgotności właściwej powietrza) – jest to tak zwane przybliżenie transportu gradientowego.

Najstarsza i najczęściej stosowana tego typu teoria, wprowadzona przez J. Boussinesqa w 1877 r., oparta jest na założonej (hipotetycznej) analogii pomiędzy transportem molekularnym i turbulentycznym. Jest to teoria dyfuzji turbulentycznej zwana również teorią *K*. Wielkość *K* jest znana jako współczynnik wymiany turbulentycznej lub lepkość turbulentyczna.

Inną tego typu hipotezą jest teoria drogi zmieszania według L. Prandtla z 1925 r., zaproponowana na podstawie analogii z kinetyczną teorią gazów. Teoria ta słuszna jest tylko dla warunków adiabatycznych.

Teoria podobieństwa jest oparta na organizowaniu zmiennych występujących w zbiorze równań w bezwymiarowe grupy. Procedura analizy wymiarowej, zwana teorią *Pi* Buckinghama, pomaga w tworzeniu takich grup z wybranych zmiennych. Właściwy wybór grup pozwala uzyskać empirycznie uniwersalne relacje między tymi grupami. Teoria podobieństwa nie wskazuje, jaka ma być forma równania czy relacji pomiędzy bezwymiarowymi grupami. Metodą prób i błędów należy natomiast wybrać postać najlepszego dopasowania. Może to być empiryczne równanie lub zbiór krzywych, które wykazują ten sam kształt – wyglądają podobnie; stąd nazwa – teoria podobieństwa. Relacje podobieństwa są przeznaczone do stosowania w warunkach stacjonarnych.

Teoria dyfuzji turbulentycznej

Prawo tarcia Newtona stwierdza, że styczną siłę tarcia działającą na jednostkę powierzchni warstwy cieczy τ można przedstawić jako:

$$\tau = \mu \cdot \frac{du}{dz} \quad 2.24.$$

gdzie μ jest współczynnikiem lepkości molekularnej, lepkością dynamiczną lub współczynnikiem tarcia wewnętrznego [$\text{kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$]; $\mu = \rho \cdot \nu$, przy czym ν jest współczynnikiem lepkości kinematycznej lub lepkością kinematyczną [$\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$]. Wielkości μ i ν są fizycznymi właściwościami molekularnymi cieczy.

Hipoteza J. Boussinesqa polega na tym, że naprężenie Reynoldsa w kierunku przepływu cieczy można przedstawić podobnie jak prawo tarcia dla cieczy newtonowskiej:

$$\tau = \rho \cdot K_M \cdot \frac{\partial u}{\partial z} \quad 2.25.$$

gdzie K_M – wielkość analogiczna do ν – jest współczynnikiem turbulentycznej wymiany pędu albo lepkością turbulentyczną [$\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$].

Analogicznie do prawa przewodnictwa cieplnego J.B.J. Fouriera z 1822 r. dla molekularnej dyfuzji ciepła i pierwszego prawa A. Ficka z 1855 r. dla molekularnej dyfuzji masy można przedstawić relacje dla turbulentycznych strumieni ciepła jawnego i ciepła utajonego:

$$H = -c_p \cdot \rho \cdot K_H \cdot \frac{\partial \theta}{\partial z} \quad 2.26.$$

$$E = -\ell \cdot \rho \cdot K_w \cdot \frac{\partial q}{\partial z} \quad 2.27.$$

gdzie K_H i K_w są współczynnikami turbulentycznej wymiany ciepła i pary wodnej o wymiarze $\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$.

Powyższe relacje transportu gradientowego nie przedstawiają praw fizycznych jak analogiczne prawa transportu molekularnego. Reprezentują one tylko intuicyjne przypuszczenie o podobieństwie lub analogii pomiędzy transportem molekularnym i turbulentycznym. Współczynniki wymiany turbulentycznej mają ten sam wymiar co ich odpowiedniki molekularne, ale są o kilka rzędów wielkości większe: wartości K_M wynoszą od 0,1 do 2000 $\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ zaś dla powietrza $\nu = 1,5 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$; wskazuje to na dominację mieszania turbulentycznego nad wymianą molekularną. Współczynniki wymiany turbulentycznej nie są właściwościami cieczy, ale charakterystykami przepływu, ruchu. Dlatego zależą one od współrzędnych i prędkości przepływu. Nie wykazują natomiast zależności od właściwości molekularnych takich jak gęstość, temperatura, itd.

Teoria K zastępuje jeden zbiór niewiadomych (strumieni) przez inny (współczynniki dyfuzji). W literaturze jest wiele prób parametryzowania tych współczynników. Przykłady parametryzacji lepkości turbulentycznej w warstwie granicznej podał R.B. Stull [1988]. Do sprawy określenia postaci współczynników wymiany turbulentycznej wrócimy niżej.

Istotne znaczenie mają wzajemne stosunki pomiędzy współczynnikami wymiany turbulentycznej. W warunkach stratyfikacji obojętnej powietrza słuszna jest analogia Reynoldsa z 1874 r.:

$$K_M = K_H \quad 2.28.$$

Równość tych współczynników oznacza, że mechanizmy turbulentycznego transportu pędu i turbulentycznego transportu ciepła są podobne w wyżej określonych warunkach. Jest to dobre przybliżenie w warstwie rozwiniętej turbulencji, np. [Kreith 1973]. Jeśli chodzi o turbulentyczny transport pary wodnej w tej warstwie, zakłada się jego podobieństwo do

turbulencyjnego transportu ciepła w szerokim zakresie warunków stratyfikacji powietrza, np. [Arya 1988]:

$$K_w = K_H \quad 2.29.$$

Profil prędkości wiatru w warunkach adiabatycznych i aerodynamiczne charakterystyki powierzchni czynnej

W adiabatycznej warstwie przyziemnej przyjmuje się dla K_M liniowy rozkład wraz z wysokością:

$$K_M = \kappa \cdot z \cdot u_* \quad 2.30.$$

gdzie κ - stała Kármána równa 0,40.

Bezwymiarowy profil wiatru można więc przedstawić następująco:

$$\frac{z}{u_*} \cdot \frac{\partial u}{\partial z} = \text{const} = \frac{1}{\kappa} \quad 2.31.$$

Ten sam wzór można otrzymać także przyjmując hipotezę drogi zmieszania \tilde{l} :

$$\frac{\tau}{\rho} = -\tilde{l}^2 \cdot \left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 \quad 2.32.$$

gdy:

$$\tilde{l} = \kappa \cdot z \quad 2.33.$$

Również metoda analizy wymiarowej dla warunków adiabatycznych prowadzi do wzoru 2.31.

Całkowanie równania 2.31. względem z daje prawo logarytmicznej zmiany prędkości wiatru w warunkach równowagi adiabatycznej, przy czym z_0 jest wprowadzone jako wymiarowa stała całkowania [m]:

$$u(z) = \frac{u_*}{\kappa} \cdot \ln \frac{z}{z_0} \quad 2.34.$$

Przy wyprowadzaniu powyższego wzoru założeniem jest, że $z \gg z_0$.

Wielkość z_0 jest jedną z aerodynamicznych charakterystyk szorstkości powierzchni - nosi nazwę parametru szorstkości. Parametr ten jest zdefiniowany jako hipotetyczna wysokość, na której prędkość wiatru jest równa zero. Nazwa parametr aerodynamiczny bierze się stąd, że jest on określany empirycznie na podstawie pomiarów prędkości wiatru wykonanych na różnych poziomach w pełni rozwiniętej warstwie przyziemnej. Znając prędkość wiatru na co najmniej dwóch wysokościach, oblicza się z_0 i u_* metodą najmniejszych kwadratów. Parametr z_0 wyznacza się także graficznie na wykresie półlogarytmicznym (u jako funkcja $\ln z$) poprzez ekstrapolację linii prostej do wysokości, na której $u=0$. W ten sposób także określa się u_* , gdyż iloraz κ/u_* jest kątem nachylenia tej linii.

Szorstkość aerodynamiczna płaskiej i jednorodnej powierzchni zależy od wysokości elementów szorstkości h_0 , ich przestrzennej gęstości, kształtu, a w przypadku pokrywy roślinnej, która nie jest aerodynamicznie sztywna, – od jej elastyczności pod wpływem wiatru. Na przykład w przypadku pól uprawnych zmienia się geometria powierzchni: silny wiatr powoduje kładzenie się łanu, w efekcie czego wygładza się powierzchnia czynna i zmniejsza się jej wartość z_0 . Ponadto, w przypadku upraw rosnących rzędami, wartość z_0 jest różna w zależności od kierunku wiatru – inna dla wiatru wiejącego wzdłuż rzędów, a inna dla wiatru wiejącego do nich prostopadle.

Prawie wszystkie powierzchnie naturalne są aerodynamicznie szorstkie.

W tabeli 3 przedstawione są wartości z_0 dla różnego rodzaju powierzchni czynnej.

Tabela 3. Parametr szorstkości z_0 niektórych powierzchni

(# z_0 zależy od prędkości wiatru)

Roughness parameter z_0 of selected surfaces

(# z_0 depends on wind velocity)

Według (after): Oke 1987

Powierzchnia	z_0
woda # (spokojna – morze)	0,0001 – 0,01 cm
lód (gładki)	0,001 cm
gleby	0,1 – 1 cm
trawa # 0,02 – 0,1 m	0,3 – 1 cm
trawa # 0,25 – 1,0 m	4 – 10 cm
uprawy rolne #	4 – 20 cm
sady #	0,5 – 1,0 m
lasy # (liściasty, iglasty)	1,0 – 6,0 m
zabudowa rozproszona	0,2 – 0,6 m
zabudowa podmiejska rzadka	0,4 – 1,2 m
zabudowa podmiejska gęsta	0,8 – 1,8 m
zabudowa miejska gęsta niska	1,5 – 2,5 m
zabudowa miejska gęsta wysoka	2,0 – 10,0 m

Najmniejszą szorstkością cechuje się gładki lód, śnieg i powierzchnia wody przy słabym wietrze $u < 3 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. Rząd wielkości z_0 zmienia się od 10^{-5} m dla gładkiej powierzchni wody do kilku metrów dla lasów i obszarów miejskich.

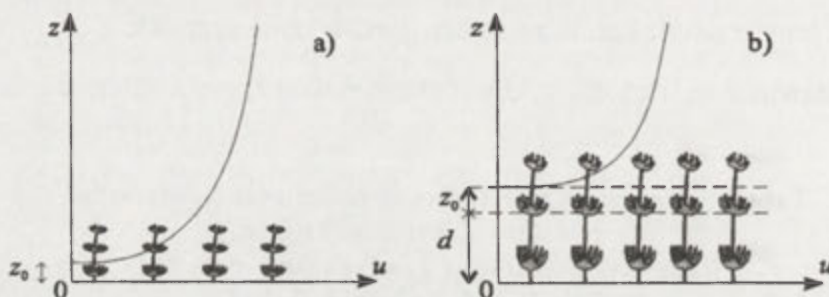
Parametr szorstkości danego podłoża jest zawsze mniejszy niż średnia wysokość jego elementów szorstkości. Stosunek z_0/h_0 zawiera się w granicach 0,03 do 0,25 i zwiększa się stopniowo ze wzrastającą wysokością elementów szorstkości. Dla jednorodnej powierzchni piasku Prandtl podał wartość $z_0/h_0 = 1/30$. Dla upraw i traw oraz innych naturalnych powierzchni przyjmuje się, że $z_0/h_0 = 0,15$ [Arya 1988]. Często stosuje się też dla pokrywy roślinnej uproszczoną formułę $z_0 = 0,1 \cdot h_0$ [Oke 1987].

Jeśli na powierzchni gruntu znajdują się elementy szorstkości o dużej wysokości, znacznie przekraczającej wzajemne odległości między nimi, powierzchnię czynną tworzą

wierzchołki tych elementów. Zachodzi wtedy konieczność uwzględnienia w profilu wiatru drugiego parametru aerodynamicznego, zwanego przesunięciem płaszczyzny zerowej d [m]. Zmodyfikowane prawo logarytmicznego profilu wiatru w warunkach równowagi adiabatycznej dla takiej sytuacji przedstawia się następująco:

$$u(z) = \frac{u_*}{\kappa} \cdot \ln \frac{z-d}{z_0} \quad 2.35.$$

Parametry aerodynamiczne ilustruje rycina 4:



Ryc. 4. Pionowe profile prędkości wiatru nad roślinnością niską (a) i nad roślinnością wysoką (b); z_0 - parametr szorstkości, d - przesunięcie płaszczyzny zerowej.

The vertical wind speed profiles above low vegetation (a) and high vegetation (b); z_0 - roughness parameter, d - zero plane displacement.

Przesunięcie płaszczyzny zerowej d zwiększa się wraz ze wzrostem wysokości elementów szorstkości i gęstości ich rozmieszczenia. Parametr d wyznacza się metodą najmniejszych kwadratów na podstawie tych samych danych, według których oblicza się z_0 . Wartości parametru d zawarte są w przedziale $(0, h_0)$. Dla większości pokryw roślinnych d stanowi 70-80 % wysokości roślin. Często dla pokrywy roślinnej przyjmuje się formułę $d = 2/3 \cdot h_0$. W przypadku miasta d stanowi większą część wysokości budynków [Arya 1988].

Kryterium Richardsona

L.F. Richardson w 1920 r. wprowadził kryterium powstawania i zaniku ruchów turbulentnych w atmosferze – kryterium stabilności dynamicznej. Określenie „dynamiczna” odnosi się do ruchu, stąd stabilność dynamiczna zależy w dużym stopniu od prędkości wiatru. Kryterium to przedstawia strukturę turbulencji – stosunek konwekcyjnej produkcji (lub destrukcji) energii turbulentnej do mechanicznej produkcji tej energii oraz określa warunki powstawania i zanikania turbulencji.

Powyższe kryterium sformułowane jako gradientowa liczba Richardsona Ri jest również parametrem stabilności termicznej w atmosferycznej warstwie granicznej

$$Ri = \frac{\frac{g}{\theta} \cdot \frac{\partial \theta}{\partial z}}{\left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2} \quad 2.36.$$

gdzie: g – przyspieszenie ziemskie równe $9,81 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$.

W powyższym wzorze należałoby stosować wirtualną temperaturę potencjalną, uwzględniającą wilgotność powietrza, ale do przyjętej niżej metody wyznaczania turbulencyjnej wymiany pędu i ciepła wystarcza temperatura potencjalna, którą zresztą zastępuje się temperaturą bezwzględną przy obliczeniach praktycznych dla dolnej warstwy atmosfery (blisko powierzchni czynnej).

W warunkach adiabatycznych $\partial\theta/\partial z=0$ i $Ri=0$. W warunkach stratyfikacji chwiejnej (statycznej niestabilności), to znaczy przy nadadiabatycznym gradiencie temperatury, wartości Ri są ujemne (zwykle w dzień nad lądem). Natomiast w warunkach równowagi stałej (statycznej stabilności), podczas występowania inwersji temperatury, Ri przyjmuje wartości dodatnie (zwykle w nocy nad lądem).

Gradientowa liczba Ri jest interpretowana jako stosunek siły wyporu do siły inercji. Stanowi ona kryterium przejścia od przepływu laminarnego do przepływu turbulencyjnego. Teoretyczne i laboratoryjne badania sugerują, że przepływ laminarny staje się niestabilny i powstaje turbulencja, gdy $Ri < Ri_c$. Przyjmuje się roboczo, że wartość krytycznej liczby Richardсона Ri_c mieści się w przedziale od 0,21 do 0,25 [Stull 1988]. Przy wyżej wymienionym warunku statyczna stabilność nie jest wystarczająco silna, aby zapobiec mechanicznemu tworzeniu się turbulencji. W warunkach stratyfikacji chwiejnej, przy ujemnych wartościach Ri , siła wyporu przyczynia się do tworzenia turbulencji. Wraz ze wzrostem $|Ri|$ turbulencja konwekcyjna staje się bardziej efektywnym mechanizmem pionowej wymiany ciepła niż turbulencja mechaniczna, aż następuje zmiana reżimu konwekcji wymuszonej na reżim konwekcji swobodnej.

W praktyce przyjmuje się, że wartości Ri z przedziału $\pm 0,01$ charakteryzują warunki adiabatyczne [Oke 1987].

Turbulencyjna wymiana ciepła jawnego i utajonego w przyziemnej warstwie atmosfery w różnych warunkach stratyfikacji na podstawie teorii podobieństwa Monina-Obuchova

W warstwie przyziemnej atmosfery warunki neutralne są raczej wyjątkiem niż regułą. Z tego względu konieczne stało się wypracowanie metody ilościowego opisu turbulencyjnej wymiany pędu, ciepła jawnego i ciepła utajonego w warunkach termicznej równowagi chwiejnej i stałej. Do tego celu zasadniczym narzędziem okazała się analiza wymiarowa. Teoria podobieństwa dla warstwy przyziemnej atmosfery przedstawiona przez A.S. Monina i A.M. Obuchova w 1954 r. stworzyła podstawy do objaśnienia, pełnego usystematyzowania wyników badań i ekstrapolowania niektórych mikrometeorologicznych informacji w warunkach, gdy brak jest bezpośrednich pomiarów [Lumley i Panofsky 1964]. Teoria ta została rozwinięta i uogólniona dla warunków powietrza wilgotnego, np. [Stull 1988; Garratt 1994].

W teorii Monina-Obuchova (M-O) przyjęte są wszystkie założenia wymienione na początku rozdziału. Podkreślić należy, że dotyczy ona warunków, kiedy wieje wiatr i $u_* > 0$. Ważne jest, że turbulencyjne strumienie pędu, ciepła jawnego, ciepła utajonego są z założenia

stałe z wysokością w warstwie przyziemnej i odnoszą się także do powierzchni czynnej (τ_0 , H_0 , E_0).

Podstawową hipotezą teorii M-O jest to, że wszystkie charakterystyki turbulencyjne zależą tylko od 4 niezależnych zmiennych: wysokości nad powierzchnią z , prędkości tarcia u_* , kinematycznego strumienia ciepła $H_0/\rho \cdot c_p$ i parametru wyporu g/T_0 (wyżej przedstawionego jako $g/\bar{\theta}$). Wpływ szorstkości powierzchni, wysokości warstwy przyziemnej i prędkości wiatru na zewnątrz tej warstwy, jest uwzględniony za pomocą prędkości tarcia u_* . Ponieważ wymienione zmienne niezależne wymagają trzech podstawowych wymiarów (długość, czas i temperatura), konstruuje się z nich tylko jedną niezależną bezwymiarową kombinację – parametr stabilności ζ :

$$\zeta = \frac{z}{\mathcal{L}} \quad 2.37.$$

gdzie \mathcal{L} – długość Obuchova (wielkość zaproponowana przez tego badacza w 1946 r., zwana także długością równowagi Monina-Obuchova) – skala długości [m]:

$$\mathcal{L} = - \frac{u_*^3}{\kappa \cdot \frac{g}{T_0} \cdot \frac{H_0}{c_p \cdot \rho}} \quad 2.38.$$

Wartość bezwzględna $|\mathcal{L}|$ interpretuje się jako grubość warstwy dynamicznego wpływu powierzchni, w której dominuje mechaniczna produkcja energii turbulencyjnej, czyli efekty tarcia. Znak minus w definicji \mathcal{L} jest wprowadzony dlatego, żeby stosunek $\zeta = z/\mathcal{L}$ miał ten sam znak co Ri . Wielkość \mathcal{L} może zmieniać się w zakresie od $-\infty$ do $+\infty$; te ekstremalne wartości określają granice występowania zerowych wartości strumienia ciepła – odpowiednio: w warunkach chwiejnych (ujemne wartości \mathcal{L}) i w warunkach stabilnych (dodatnie wartości \mathcal{L}).

W warstwie powietrza najbliższej powierzchni dla $z \ll |\mathcal{L}|$ dominują efekty tarcia, zaś efekty wyporu są zwykle nieznaczne. Natomiast dla $z \gg |\mathcal{L}|$ przeważają efekty wyporu. Tak więc wielkość $\zeta = z/\mathcal{L}$ równa:

$$\zeta = -z \cdot \frac{\kappa \cdot \frac{g}{\bar{\theta}} \cdot \frac{H_0}{c_p \cdot \rho}}{u_*^3} \quad 2.39.$$

jest bezwymiarowym parametrem określającym udział efektów wyporu w stosunku do efektów dynamicznych w warstwie przyziemnej, podobnym do liczby Richardsona Ri .

Do skonstruowania bezwymiarowych charakterystyk warstwy przyziemnej w teorii M-O przyjmuje się odpowiednie stałe skale: prędkości wiatru, temperatury powietrza, wilgotności właściwej powietrza, które są zdefiniowane za pomocą stałych z wysokością strumieni pędu, ciepła jawnego i ciepła utajonego:

$$u_* = \sqrt{\frac{\tau_0}{\rho}} \quad 2.40.$$

$$\theta_* = -\frac{H_0}{c_p \cdot \rho \cdot u_*} \quad 2.41.$$

$$q_* = -\frac{E_0}{\ell \cdot \rho \cdot u_*} \quad 2.42.$$

Typowe wartości przyjętych skal przedstawiają się następująco: $|z_0|$ od 1 do 200 m, u_* od 0,05 do 0,3 m·s⁻¹, θ_* od 0,1 do 2,0 deg, q_* od 0,1 do 5 kg·kg⁻¹, a wartości z_0 od 0,001 do 1 m [Stull 1988].

Zgodnie z teorią M-O bezwymiarowe gradienty prędkości wiatru, temperatury powietrza i wilgotności właściwej powietrza przedstawia się jako funkcje bezwymiarowego parametru stabilności ζ :

$$\frac{\kappa \cdot z}{u_*} \cdot \frac{\partial u}{\partial z} = \phi_M(\zeta) \quad 2.43.$$

$$\frac{\kappa \cdot z}{\theta_*} \cdot \frac{\partial \theta}{\partial z} = \phi_H(\zeta) \quad 2.44.$$

$$\frac{\kappa \cdot z}{q_*} \cdot \frac{\partial q}{\partial z} = \phi_w(\zeta) \quad 2.45.$$

gdzie $\phi_M(\zeta)$, $\phi_H(\zeta)$, $\phi_w(\zeta)$ są uniwersalnymi funkcjami podobieństwa zależnymi od rodzaju stratyfikacji powietrza. Funkcje te należy wyznaczyć empirycznie. Wzór 2.43. jest uogólnieniem wzoru 2.31. dla warunków odmiennych od adiabatycznych.

Danych empirycznych określających funkcje podobieństwa jest wiele [Dyer 1974; Yaglom 1977]. Według A.J. Dyera funkcje te przybierają postać:

$$\phi_M^2 = \phi_H = \phi_w = (1 - 16\zeta)^{-1/2} \quad \text{dla } \zeta < 0 \quad \text{i}$$

$$\phi_M = \phi_H = \phi_w = 1 + 5\zeta \quad \text{dla } \zeta > 0$$

S.P. Arya [1988] zaproponował do celów praktycznych (ze względu na niepewność w pomiarach elementów meteorologicznych i w określeniu empirycznych funkcji podobieństwa) następujące bezwymiarowe profile:

$$\phi_M^2 = \phi_H = \phi_w = (1 - 15\zeta)^{-1/2} \quad \text{dla } \zeta < 0 \quad \text{i} \quad 2.46.$$

$$\phi_M = \phi_H = \phi_w = 1 + 5\zeta \quad \text{dla } \zeta > 0 \quad 2.47.$$

Równania 2.43.-2.45. po przekształceniu można zapisać w postaci:

$$u_* = \frac{\kappa}{\phi_M} \cdot \frac{\partial u}{\partial \ln z} \quad 2.48.$$

$$\theta_* = \frac{\kappa}{\phi_H} \cdot \frac{\partial \theta}{\partial \ln z} \quad 2.49.$$

$$q_* = \frac{\kappa}{\phi_w} \cdot \frac{\partial \theta}{\partial \ln z} \quad 2.50.$$

Na podstawie wzorów 2.40.-2.42. turbulencyjne strumienie można przedstawić następująco:

$$\tau_o = \rho \cdot u_*^2 \quad 2.51.$$

$$H_o = -c_p \cdot \rho \cdot u_* \cdot \theta_* \quad 2.52.$$

$$E_o = -\ell \cdot \rho \cdot u_* \cdot q_* \quad 2.53.$$

Liczbę Richardсона (równanie 2.36.) przedstawia się przy użyciu skal i funkcji podobieństwa w postaci:

$$Ri = \frac{\zeta \cdot \phi_H(\zeta)}{\psi_M^2(\zeta)} \quad 2.54.$$

Korzystając z powyższego równania i z funkcji podobieństwa 2.46.-2.47. wyznacza się zależność ζ od Ri :

$$\zeta = Ri \quad \text{dla } Ri < 0 \quad \text{lub} \quad 2.55.$$

$$\zeta = \frac{Ri}{1 - 5Ri} \quad \text{dla } 0 \leq Ri \leq 0.2 \quad 2.56.$$

Znając z empirii (na podstawie pomiarów gradientowych) wartość Ri , za pomocą równań 2.55. lub 2.56. oblicza się wartość ζ , która jest niezbędna do wyznaczenia strumieni turbulencyjnych pędu, ciepła jawnego i ciepła utajonego w warstwie przyziemnej.

Jak widać, znajomość współczynników turbulencyjnej wymiany pędu, ciepła i pary wodnej nie jest konieczna do określenia powyższych strumieni. Jednak współczynniki te oraz ich stosunek można również wyznaczyć na podstawie teorii M-O:

$$\frac{1}{\kappa \cdot z \cdot u_*} \cdot K_M = \phi_M^{-1}(\zeta) \quad 2.57.$$

$$\frac{1}{\kappa \cdot z \cdot u_*} \cdot K_H = \phi_H^{-1}(\zeta) \quad 2.58.$$

$$\frac{K_H}{K_M} = \phi_M(\zeta) \cdot \phi_H(\zeta) \quad 2.59.$$

Stosując funkcje 2.46.-2.47. ostatnią zależność przedstawia się następująco:

$$\frac{K_H}{K_M} = (1 - 15\zeta)^{-3/4} \quad \text{dla } \zeta < 0 \quad \text{lub} \quad 2.60.$$

$$\frac{K_H}{K_M} = (1 + 5\zeta)^2 \quad \text{dla } \zeta \geq 0 \quad 2.61.$$

a po uwzględnieniu równań 2.55. i 2.56. - jako:

$$\frac{K_H}{K_M} = (1 - 15Ri)^{1/4} \quad \text{dla } Ri < 0 \quad \text{lub} \quad 2.62.$$

$$\frac{K_H}{K_M} = 1 \quad \text{dla } 0 \leq Ri \leq 0,2 \quad 2.63.$$

Praktyczne wyznaczanie turbulentnych strumieni pędu, ciepła jawnego i ciepła utajonego

Do wyznaczania turbulentnych strumieni pędu, ciepła jawnego i ciepła utajonego potrzebne są dane z pomiarów gradientowych dotyczące prędkości wiatru, temperatury powietrza, wilgotności właściwej powietrza na dwóch poziomach z_1 i z_2 mierzonych albo od powierzchni gleby, albo z uwzględnieniem przesunięcia płaszczyzny zerowej d . Odpowiednie różnice mierzonych wielkości są następujące: $\Delta u = u_2 - u_1$, $\Delta \theta \approx \Delta T = T_2 - T_1$, $\Delta q = q_2 - q_1$, $\Delta z = z_2 - z_1$. Średni charakterystyczny poziom odniesienia w warstwie Δz jest równy $z_s = (z_1 \cdot z_2)^{1/2}$, a średnia temperatura w tej warstwie wynosi T_0 . Zastąpienie temperatury potencjalnej przez temperaturę absolutną dla dolnej warstwy atmosfery wprowadza znikomy błąd. Gradientową liczbę Richardsona (wzór 2.36.) odnoszącą się do poziomu z_s przedstawia się jako:

$$Ri(z_s) = \frac{g}{T_0} \cdot z_s \cdot \frac{\frac{\partial \theta}{\partial \ln z}}{\left(\frac{\partial u}{\partial \ln z}\right)^2} \bigg|_{z_s} = \frac{g}{T_0} \cdot z_s \cdot \ln \frac{z_2}{z_1} \cdot \frac{\Delta T}{(\Delta u)^2} \quad 2.64.$$

Za pomocą powyższego wzoru wyznacza się wartość Ri na podstawie danych pomiarowych. Następnie zgodnie z przedstawioną wyżej teorią oblicza się:

$$\frac{z_s}{L} = Ri(z_s) \quad \text{dla } Ri < 0 \quad \text{lub} \quad 2.65.$$

$$\frac{z_s}{L} = \frac{Ri(z_s)}{1 - 5Ri(z_s)} \quad \text{dla } 0 \leq Ri \leq 0,2 \quad 2.66.$$

a następnie strumienie:

$$\tau_o = \rho \cdot \left[\frac{\kappa \cdot \Delta u}{\phi_M(\zeta_s) \cdot \ln \frac{z_2}{z_1}} \right]^2 \quad 2.67.$$

$$H_o = -c_p \cdot \rho \cdot \frac{\kappa^2 \cdot \Delta u \cdot \Delta T}{\phi_M(\zeta_s) \cdot \phi_H(\zeta_s) \cdot \left(\ln \frac{z_2}{z_1} \right)^2} \quad 2.68.$$

$$E_o = -\ell \cdot \rho \cdot \frac{\kappa^2 \cdot \Delta u \cdot \Delta q}{\phi_M(\zeta_s) \cdot \phi_W(\zeta_s) \cdot \left(\ln \frac{z_2}{z_1} \right)^2} \quad 2.69.$$

Przedstawioną metodę wyznaczania turbulentnych strumieni pędu, ciepła jawnego i utajonego wolno stosować w przedziale umiarkowanej stabilności $-5 < \zeta < 2$ (lub $-5 < Ri < 0,18$

na podstawie równań 2.55. i 2.56.), ponieważ do tego obszaru odnoszą się wyznaczone funkcje podobieństwa M-O.

Są pewne ograniczenia stosowania tej metody zarówno w warunkach silnej chwiejności, jak i silnej stabilności atmosfery. W warunkach konwekcji swobodnej, przy $\zeta \ll -1$, wyrażenie 2.46. dla ϕ_H nie jest słuszne, gdyż wtedy $\phi_H \sim (-\zeta)^{-1/3}$. Istnieją dane pomiarowe uzyskane w warunkach silnej stabilności atmosfery, które sugerują, że wartość $\zeta=1$ jest granicą stosowalności równania 2.47. dla profilu temperatury. Mianowicie w tych warunkach, występujących w godzinach nocnych przy bezchmurnym niebie i słabym wietrze, duży wpływ na profil temperatury ma promieniowanie długofalowe atmosfery, co nie jest uwzględnione w teorii podobieństwa M-O [Arya 1988].

Stosunek Bowena

W mikrometeorologii bardzo przydatny jest – szczególnie do badania struktury bilansu cieplnego – stosunek turbulentnego strumienia ciepła jawnego do turbulentnego strumienia ciepła utajonego, tzw. stosunek Bowena [w.b.]:

$$\beta = \frac{H}{E} \quad 2.70.$$

Na podstawie wzorów 2.26. i 2.27. stosunek ten – po zastąpieniu temperatury potencjalnej przez temperaturę absolutną – przedstawia się następująco:

$$\frac{H}{E} = \frac{K_H}{K_w} \cdot \frac{c_p \cdot \rho}{\ell \cdot \rho} \cdot \frac{\frac{\partial T}{\partial z}}{\frac{\partial q}{\partial z}} \quad 2.71.$$

Uwzględniając równość współczynników wymiany turbulentnej (wzór 2.29.) oraz zastępując pochodne różnicami skończonymi, równanie 2.71. przyjmuje postać:

$$\frac{H}{E} = \frac{c_p}{\ell} \cdot \frac{\Delta T}{\Delta q} \quad 2.72.$$

Do zamiany wilgotności właściwej q na ciśnienie pary wodnej e służy wyrażenie: $q = \delta \cdot e/p$, gdzie $\delta=0,622$ jest stosunkiem masy cząsteczkowej pary wodnej do masy cząsteczkowej powietrza suchego [w.b.], a p oznacza ciśnienie atmosferyczne. Wyrażenie 2.72. przedstawia się więc następująco:

$$\frac{H}{E} = \frac{c_p \cdot p}{\ell \cdot \delta} \cdot \frac{\Delta T}{\Delta e} \quad 2.73.$$

Po wprowadzeniu definicji stałej psychrometrycznej γ [hPa·deg⁻¹] :

$$\gamma = \frac{c_p \cdot p}{\ell \cdot \delta} \quad 2.74.$$

stosunek Bowena przyjmuje postać:

$$\beta = \frac{H}{E} = \gamma \cdot \frac{\Delta T}{\Delta e} \quad 2.75.$$

Za pomocą stosunku Bowena określa się wielkości H i E na podstawie znajomości pozostałych składników bilansu cieplnego (równanie 2.1.). Jeśli $E = H/\beta$, to:

$$H = -\frac{Q^*+G}{1+\frac{1}{\gamma} \cdot \frac{\Delta e}{\Delta T}} = -\frac{Q^*+G}{1+\frac{1}{\beta}} \quad 2.76.$$

Jeśli $H = \beta \cdot E$, to :

$$E = -\frac{Q^*+G}{1+\gamma \cdot \frac{\Delta T}{\Delta e}} = \frac{Q^*+G}{1+\beta} \quad 2.77.$$

2.3.2. STRUMIEŃ CIEPŁA JAWNEGO

W ciągu dnia turbulencyjny strumień ciepła jawnego H ma zazwyczaj wartość ujemną, gdyż jest skierowany od powierzchni czynnej do atmosfery (ze względu na przyjętą konwencję znaku w równaniu bilansu cieplnego powierzchni czynnej w rozdziale 2.1.). Powierzchnia czynna oddaje więc część otrzymywanej energii cieplnej leżącej nad nią warstwie powietrza. Odwrotnie jest w nocy, kiedy straty ciepła wskutek wypromieniowania są kompensowane – przynajmniej częściowo – przez ciepło przychodzące z atmosfery do powierzchni czynnej. Ten skierowany ku dołowi strumień H ma na ogół znacznie mniejsze wartości bezwzględne – w przybliżeniu o cały rząd wielkości – niż dzienny strumień H skierowany ku górze, co wiąże się z mniejszymi także wartościami bezwzględnymi strumienia Q^* w nocy w porównaniu do godzin południowych.

Gęstość strumienia H w bardzo dużym stopniu zależy od temperatury powierzchni czynnej T_0 ; znaczny wpływ ma też prędkość wiatru u . Dlatego też lokalne różnice strumienia H są następstwem przede wszystkim tych dwóch czynników. Również właściwości aerodynamiczne powierzchni granicznej, głównie z_0 , powodują zróżnicowanie przestrzenne strumienia H [Koppany 1995].

Utrzymywanie się nocnych inwersji temperatury w warstwie przyziemnej jeszcze przez pewien czas po wschodzie Słońca powoduje opóźnienie pojawienia się ujemnych wartości strumienia H w godzinach rannych (względem momentu wschodu Słońca). Największe wartości bezwzględne strumienia H przy bezchmurnej pogodzie występują na ogół w południe; później w godzinach popołudniowych następuje ich zmniejszenie, aż do ponownego przekroczenia wartości $H=0$ na około półtorej godziny przed zachodem Słońca.

Wartości strumienia H w dzień nad zupełnie suchą powierzchnią dochodzić mogą do $-300 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$. Tego rzędu gęstość strumienia H obserwuje się dość często na terenach zabudowanych, przede wszystkim w dużych miastach o gęstej zabudowie. Jest to spowodowane wyjątkowo dużymi kontrastami termicznymi w obrębie obszarów zurbanizowanych, które wpływają na zwiększenie lokalnej cyrkulacji powietrza nad miastem,

a przez to – także zwiększeniem natężenia H [Barlag i Kuttler 1990; Bornstein i Johnson 1977].

Natomiast w nocy na terenach zabudowanych wartości dodatnie tego strumienia rzadko przekraczają $50 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$; różnice termiczne między miastem a jego otoczeniem nie są wtedy duże [Eliasson 1990].

2.3.3. STRUMIEŃ CIEPŁA UTAJONEGO

Strumień ciepła utajonego E wyraża pionowe przenoszenie pary wodnej w warstwie przyziemnej, będące następstwem procesów parowania i kondensacji. Zmiany stanu skupienia wody pociągają za sobą bądź to zużycie, bądź też uwolnienie znacznych ilości energii.

Proces parowania wymaga energii potrzebnej nie tylko do zmiany stanu skupienia wody, lecz także do stałego usuwania pary wodnej z nad powierzchni parującej. Bez dyfuzji turbulencyjnej powietrze znajdujące się w bezruchu bardzo prędko osiąga stan nasycenia, co uniemożliwia dalsze parowanie.

Powierzchnia czynna podczas procesu parowania ulega ochłodzeniu, co powoduje spadek ciśnienia pary wodnej nasyconej; bez dalszego dopływu ciepła, potrzebnego do utrzymania temperatury powierzchni na określonym poziomie, stosunkowo szybko zostaje osiągnięty stan równowagi między procesami parowania i kondensacji.

Tak więc proces parowania wymaga stałego dopływu energii do powierzchni, jak również – stałej obecności wody, która mogłaby wyparować.

Gęstość strumienia ciepła utajonego E zależy od warunków meteorologicznych, decydujących o ilości energii, która może być zużyta w procesie parowania, i – od właściwości samej powierzchni czynnej. Jeżeli dana powierzchnia jest stale wilgotna, to jedynym czynnikiem ograniczającym parowanie jest tylko dopływ energii. Jest to tak zwane parowanie potencjalne.

O parowaniu potencjalnym mówi się również w odniesieniu do dowolnej powierzchni – także suchej – traktując tę wielkość jako swego rodzaju wskaźnik klimatu. W tym przypadku parowanie potencjalne określa się jako ilość wody (lub jej energetyczny równoważnik), jaka mogłaby wyparować w danych warunkach, gdyby powierzchnia graniczna była stale wilgotna, przy założeniu jednak, że sam proces parowania nie wpłynąłby na zmianę stanu atmosfery nad tą powierzchnią, ani na zmianę jej właściwości fizycznych [Paszyński i Nguyen Can 1995]. To założenie nie zmieniających się warunków meteorologicznych i stałych właściwości podłoża wskazuje, że tak zdefiniowane parowanie potencjalne jest pewną abstrakcją, bowiem parowanie zawsze pociąga za sobą określone zmiany stanu atmosfery (na przykład wzrost wilgotności powietrza). Zastąpienie powierzchni suchej lub częściowo tylko wilgotnej przez powierzchnię stale wilgotną spowodować musi zmiany niektórych jej właściwości fizycznych (na przykład albedo).

Na terenach pokrytych roślinnością ma miejsce również transpiracja. Transpiracja różni się od parowania tym, że zależy nie tylko od czynników natury fizycznej, określających dopływ wody do powierzchni gleby, ale także od czynników natury biologicznej (fizjologicznej). Do tych ostatnich należy głównie tak zwana regulacja stomatyczna (szparkowa) roślin, to znaczy fizjologiczny proces otwierania i zamykania się porów w tkance roślinnej, którymi para wodna wydostaje się z rośliny na zewnątrz. Sumaryczne parowanie z powierzchni wodnej lub wilgotnej oraz transpiracja roślin nosi nazwę ewapotranspiracji. Przy zwartej szacie roślinnej na samą transpirację przypada na ogół około 0,8 – 0,9 całkowitej ewapotranspiracji [Miller 1981].

Strumień energii można przedstawić w postaci analogicznej do prawa Ohma, to znaczy w postaci różnicy potencjału podzielonej przez opór [Rosenberg 1974; Jaworski 1986]. Przyrównując różnicę temperatury $\Delta T = T_0 - T_1$, bądź też różnicę wilgotności właściwej powietrza $\Delta q = q_0 - q_1$ do różnicy potencjału, oraz oznaczając opór stawiany przez powietrze przenoszeniu turbulentnemu – opór aerodynamiczny – przez r_a , równania 2.26. i 2.27. przedstawia się jako:

$$H = c_p \cdot \rho \cdot \frac{\Delta T}{r_a} \quad 2.78.$$

$$E = \ell \cdot \rho \cdot \frac{\Delta q}{r_a} \quad 2.79.$$

Wielkości T_0 i q_0 odnoszą się do powierzchni czynnej, a T_1 i q_1 – do pewnego poziomu nad tą powierzchnią. W powyższych równaniach zamiast współczynników wymiany turbulentnej K_H i K_W występuje opór aerodynamiczny r_a , będący ich odwrotnością w tym sensie, że $r_a = \Delta z / K_H = \Delta z / K_W$. Opór ten wyrażony jest w $s \cdot m^{-1}$; oznacza on bowiem czas, w którym jednostka objętości powietrza przenosi ciepło lub parę wodną przez jednostkę powierzchni.

W warunkach naturalnych r_a zależy w bardzo dużym stopniu od prędkości wiatru. Przy $u \approx 2 \text{ m} \cdot s^{-1}$ wartość r_a jest rzędu $10 - 100 \text{ s} \cdot m^{-1}$.

Równanie 2.79. odnosi się do powierzchni stale wilgotnej, a więc do strumienia E w warunkach parowania potencjalnego. Natomiast dla powierzchni suchej lub tylko częściowo wilgotnej konieczne jest uwzględnienie – obok oporu aerodynamicznego r_a – jeszcze dodatkowego oporu wewnętrznego r_s :

$$E = \ell \cdot \rho \cdot \frac{\Delta q}{r_a + r_s} \quad 2.80.$$

Jeżeli podłożem atmosfery jest szata roślinna, to opór r_s utożsamiany jest z oporem fizjologicznym, stawianym przepływowi pary wodnej przez regulowany system stomatyczny. Wielkość r_s obejmuje także opór stawiany przepływowi pary wodnej przez glebę. W skali lokalnej i regionalnej r_s określa w sposób pośredni stopień uwilgotnienia powierzchni czynnej [Rana i in. 1997]. Dla powierzchni stale wilgotnej, a przede wszystkim dla odkrytej powierzchni wodnej $r_s = 0$; natomiast dla powierzchni zupełnie suchej $r_s \rightarrow \infty$, co oznacza, że

parowanie wówczas ustaje i strumień $E=0$. Wartość r_s jako oporu stomatycznego bywa na ogół o cały rząd wielkości większa od r_a . Można więc traktować wielkość r_s jako jedną z ważnych właściwości powierzchni czynnej, od której zależy strumień E . Obserwowane wartości r_s dla swobodnie transpirującej roślinności wahają się w szerokich granicach: od około $40\text{--}60\text{ s}\cdot\text{m}^{-1}$ w przypadku pól uprawnych, do $80\text{--}130\text{ s}\cdot\text{m}^{-1}$ w warunkach ekosystemów leśnych; dla terenów pokrytych trawą stwierdzono w tych warunkach wartości r_s wynoszące od 60 do $200\text{ s}\cdot\text{m}^{-1}$ [Rowntree 1989].

Tak więc na ilość wyparowanej wody (na wartość strumienia ciepła utajonego E) wpływa zarówno czynnik energetyczny, to znaczy ilość energii niezbędnej do procesu parowania, jak też – czynnik wodny, a więc stopień uwilgotnienia podłoża. Obie te stymulujące wielkości są wyrażone ilościowo właśnie przez opory r_a i r_s .

Ponieważ r_a jest przede wszystkim funkcją prędkości wiatru, to przy jednakowej dostępności wilgoci, wielkość E bywa zazwyczaj większa w szerokich otwartych obniżeniach niż w wąskich dolinach czy wąwozach. Ewapotranspiracja z roślinności porastającej wilgotne tereny może – w jednakowych warunkach atmosferycznych – przewyższać parowanie z otwartej powierzchni wodnej, co tłumaczy się większą szorstkością podłoża [Nakagawa 1984].

Na terenach pokrytych roślinnością, przy pogodzie typu radiacyjnego w porze letniej, strumień E stanowi najważniejszą pozycję po stronie rozchodowej bilansu cieplnego w ciągu dnia. Gęstość strumienia E osiąga wtedy około $3/4$ strumienia Q^* . Zdarza się jednak, że przy bardzo małych wartościach r_s i wystarczająco dużych wartościach r_a , strumień E przewyższa nawet Q^* [Koehl 1971]. Dodatkowym źródłem energii zużywanej na parowanie jest wtedy – oprócz promieniowania – także ciepło dostarczane do powierzchni czynnej od atmosfery. W takiej sytuacji strumień H także w godzinach dziennych przyjmuje wartości dodatnie – jest skierowany od atmosfery do powierzchni czynnej. Ma to często miejsce podczas adwekcji powietrza ciepłego i stosunkowo suchego nad chłodniejsze wilgotne podłoże [Paszyński 1972]. W skali topoklimatycznej zjawisko tego rodzaju występuje wówczas, kiedy tereny suche sąsiadują bezpośrednio z terenami wilgotnymi, na przykład piaszczyste wydmy i rozciągająca się obok wilgotna łąka lub torfowisko. Występuje wtedy tak zwany efekt brzegowy (efekt oazy), powodujący znaczny wzrost strumienia E w pobliżu granicy nieciągłości [Paszyński i in. 1995].

Natomiast w warunkach niedoboru wilgoci w podłożu strumień E przybiera wartości w przybliżeniu równe wartościom H , a bywa że i znacznie mniejsze. Charakterystyczne pod tym względem są wartości składników bilansu cieplnego zmierzone na stepie w Mongolii w miejscowości Gurwan Turuu w lipcu 1979 [Paszyński i Skoczek 1996]. Z danych tych wynika, że stosunek Bowena wynosił tam średnio w całym okresie badań $\beta = 3,2$, ale w niektórych dniach, dla dziennej pory doby, osiągnął średnią wartość $\beta = 6,2$. Dopiero po wystąpieniu opadów parowanie mogło zwiększyć się na tyle, że w ciągu dnia strumień E przewyższał już znacznie strumień H .

Na terenach zurbanizowanych wartości strumienia E są zazwyczaj stosunkowo niskie ze względu na mały stopień uwilgotnienia podłoża, co oczywiście znacznie ogranicza parowanie [Chandler 1965; Hage 1975; Ross i Oke 1988]. Topoklimat miasta różni się od topoklimatu terenów otaczających, między innymi, znacznie mniejszym udziałem strumienia E w bilansie cieplnym powierzchni czynnej [Ackerman 1971, 1987; Avissar 1996; Moreno-Garcia 1994; Wilmers 1991].

Często w nocy strumień E ma wartości ujemne, co oznacza, że wtedy odbywa się proces parowania, jednakże wartości liczbowe E w nocy są bez porównania mniejsze niż w ciągu dnia [Hicks i in. 1975]. W sprzyjających warunkach występuje kondensacja pary wodnej, co jest związane z wydzielaniem się pewnej ilości ciepła; strumień E przyjmuje wówczas wartość dodatnią. W naszych warunkach klimatycznych dodatnie wartości strumienia E podczas tworzenia się rosy rzadko przekraczają $10 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$, a tylko wyjątkowo dochodzą do $25 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$.

2.4. WYMIANA CIEPŁA Z PODŁOŻEM PRZEZ PRZEWODZENIE

Część energii dochodzącej do powierzchni granicznej zostaje zużyta na nagrzanie podłoża. Różnica temperatury między powierzchnią czynną a głębszymi warstwami podłoża powoduje powstawanie w nim strumienia ciepła, oznaczanego symbolem G . W ciągu dnia powierzchnia czynna jest na ogół cieplejsza od niżej leżących warstw, wobec czego podłoże atmosfery zyskuje ciepło; natomiast w nocy sytuacja jest odwrotna. Powoduje to cykliczną zmianę kierunku strumienia G między powierzchnią czynną a podłożem. Ze względu na przyjętą konwencję znaku w równaniu bilansu cieplnego powierzchni czynnej (rozdział 2.1.), traktujemy wartości strumienia G jako w zasadzie ujemne w dzień i jako dodatnie w nocy.

Jeżeli podłożem jest gleba, to ciepło jest w niej przenoszone przede wszystkim drogą przewodzenia. Natomiast w przypadku podłoża wodnego – na przykład jeziora – wymiana energii odbywa się zarówno przez przewodzenie jak i przez unoszenie wskutek ruchu samego ośrodka. W wodzie istotną rolę w wymianie energii z głębiej leżącymi warstwami odgrywa także przenikanie promieniowania krótkofalowego w głąb toni.

W rzeczywistości gleba nie jest ciałem stałym, ponieważ składa się z substancji stałych i z porów wypełnionych powietrzem i wodą, przy czym woda występować może w postaci gazowej, ciekłej lub stałej. Z tego względu ciepło może być w niej przenoszone nie tylko przez przewodzenie lecz także wskutek ruchu wody w glebie, na przykład podczas przesiąkania wody w głąb. Także przemieszczanie się pary wodnej w glebie powoduje przenoszenie pewnych ilości ciepła utajonego. Znaczący wpływ na strumień G wywierać może również topnienie lodu lub zamarzanie wody w glebie. Wszystko to sprawia, że przenoszenie ciepła w glebie jest z fizycznego punktu widzenia procesem złożonym, a przez to trudnym do ilościowego określenia. Dlatego wyznaczając strumień G traktuje się glebę jako ciało stałe i przyjmuje się, że przenoszenie ciepła odbywa się w niej generalnie przez przewodzenie.

Gęstość strumienia ciepła G przewodzonego w danym ośrodku przedstawia się za pomocą równania przewodnictwa J.B.J. Fouriera:

$$G = -\lambda \cdot \frac{\partial T}{\partial z} \quad 2.81.$$

gdzie λ jest współczynnikiem przewodnictwa cieplnego tego ośrodka a T jego temperaturą. Przewodnictwo cieplne λ jest właściwością fizyczną ośrodka i wyraża ilość ciepła przepływającego przez jednostkę powierzchni w jednostce czasu przy różnicy temperatury wynoszącej 1 deg na jednostkę długości w kierunku prostopadłym do tej powierzchni; ma wymiar $J \cdot s^{-1} \cdot m^{-1} \cdot deg^{-1}$. Równanie powyższe odnosi się do ośrodka jednorodnego.

Ponieważ gleba nie jest ośrodkiem jednorodnym, jej przewodnictwo cieplne zależy od właściwości i udziału poszczególnych jej składników. Generalnie przyjmuje się, że udział twardych części gleby – mineralnych i organicznych – jest niezmienny dla danego typu gleby. Również porowatość ogólna jest uważana za stałą w określonych warunkach. Natomiast cechami zmiennymi gleby są wilgotność i aktualna porowatość.

Wzrost wilgotności gleby zwiększa jej przewodnictwo cieplne, gdyż λ wody jest przeszło dwadzieścia razy większe niż powietrza. Związek pomiędzy wilgotnością gleby a jej przewodnictwem cieplnym nie jest liniowy. Szczególnie szybki jest wzrost współczynnika λ przy przejściu od gleby całkowicie suchej do lekko wilgotnej; dalszy wzrost wilgotności, powyżej 10 – 20 % objętości gleby, w niewielkim już tylko stopniu wpływa na zwiększenie wartości λ . W glebach bardzo porowatych – na przykład w torfach – związek między wilgotnością gleby a jej przewodnictwem cieplnym ma charakter zbliżony do prostoliniowego w całym przedziale wilgotności [de Vries 1975].

Przewodnictwo cieplne gleby zmienia się nieznacznie wraz z jej temperaturą, dlatego w warunkach naturalnych może być traktowane jako wielkość stała.

Z uwagi na niejednorodność ośrodka, zagadnienie przewodzenia ciepła w glebie rozwiązuje się metodą pośrednią, obliczeniową, uwzględniającą inną właściwość fizyczną gleby – pojemność cieplną gleby C_g . Metoda ta opiera się na wyznaczeniu zmian czasowych i przestrzennych C_g oraz temperatury T gleby zgodnie z równaniem:

$$G = - \int_{z=0}^{z=z_1} C_g \cdot \frac{\partial T}{\partial z} \cdot dz \quad 2.82.$$

przy czym całkowanie zachodzi w granicach od $z=0$ (powierzchnia gleby) do głębokości $z=z_1$, na której zanikają zmiany temperatury w przyjętym okresie (doba, rok).

W ogólności pojemność cieplna jakiejś substancji $C = \rho \cdot c$ [$J \cdot m^{-3} \cdot deg^{-1}$], gdzie ρ jest jej gęstością [$kg \cdot m^{-3}$], a c – jej ciepłem właściwym [$J \cdot kg^{-1} \cdot deg^{-1}$]. Pojemność cieplna gleby C_g jest średnią ważoną pojemności cieplnej jej poszczególnych składników, to znaczy części stałych C_s , wody C_w i powietrza C_a , przy czym wagę stanowi udział objętościowy każdego z tych składników w jednostce objętości gleby x_s, x_w, x_a :

$$C_g = C_s \cdot x_s + C_w \cdot x_w + C_a \cdot x_a \quad 2.83.$$

Tabela 4 zawiera wartości niektórych właściwości fizycznych składników gleby.

Tabela 4. Właściwości fizyczne składników gleby
(odnoszące się do temperatury 10 °C, dla lodu do temperatury 0°C)
Physical properties of soil components
(related to temperature 10 °C, for ice to temperature 0 °C)
 Według (after): Hillel 1980; de Vries 1975; Oke 1987

	ρ $10^3 \cdot \text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$	c $10^3 \cdot \text{J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{deg}^{-1}$	C $10^6 \cdot \text{J} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{deg}^{-1}$	λ $\text{W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{deg}^{-1}$
kwarc	2,66	0,8	2,0	8,8
inne minerały	2,65	0,8	2,0	2,9
części organiczne	1,3	1,9	2,5	0,25
woda	1,0	4,2	4,2	0,57
lód	0,92	2,1	1,9	2,2
powietrze	0,00125	1,0	0,00125	0,025

Ciepło właściwe c i gęstość ρ większości minerałów wchodzących w skład gleby nie różnią się między sobą. Natomiast wielkości te są odmienne dla substancji mineralnych i organicznych. Dlatego składnik $C_s \cdot x_s$ rozłożyć można jeszcze na dwie osobne części, odpowiadające udziałowi tych substancji w jednostce objętości gleby: $C_{\min} \cdot x_{\min}$ i $C_{\text{org}} \cdot x_{\text{org}}$. Skład jednostki objętości gleby jest więc następujący:

$$x_{\min} + x_{\text{org}} + x_w + x_a = 1 \quad 2.84.$$

Na podstawie wartości z tabeli 4, w równaniu 2.83. pomija się składnik $C_a \cdot x_a$ jako mały w porównaniu z pozostałymi. Pojemność cieplną gleby C_g zapisuje się więc jako:

$$C_g = C_{\min} \cdot x_{\min} + C_{\text{org}} \cdot x_{\text{org}} + C_w \cdot x_w \quad 2.85.$$

Z powyższego równania widać, że pojemność cieplna danej gleby – przy pozostałych składnikach stałych – jest liniową funkcją wilgotności gleby.

Dla gleby o porowatości ogólnej wynoszącej 45 % i pozbawionej składników organicznych, wartości C_g zmieniają się: od około $1,1 \cdot 10^6 \text{ J} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{deg}^{-1}$ dla gleby całkowicie suchej do około $3,0 \cdot 10^6 \text{ J} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{deg}^{-1}$ przy jej pełnym nasyceniu wodą. Wartości C_g dla torfu o porowatości 80 % , zawierającego wyłącznie składniki organiczne, zmieniają się w znacznie szerszych granicach: od $0,5 \cdot 10^6 \text{ J} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{deg}^{-1}$ dla torfu zupełnie suchego do $3,4 \cdot 10^6 \text{ J} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{deg}^{-1}$ przy całkowitym wypełnieniu porów wodą [de Vries 1975].

Tak więc różnice lokalne strumienia G są następstwem odmiennych właściwości cieplnych gleby, to jest przewodnictwa cieplnego i pojemności cieplnej, które z kolei zależą silnie od wilgotności gleby. Odnosi się to jednak tylko do sytuacji, kiedy podłożem atmosfery jest gleba nieporośnięta lub pokryta tylko niską roślinnością.

Warstwa roślinna stanowi pewnego rodzaju izolację, która akumuluje określone ilości ciepła. Jednak dodatkowy strumień ciepła, odpowiadający zmianom zawartości ciepła w tej warstwie jest stosunkowo niewielki i wynosi na ogół kilka $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$, a tylko w gęstym

i wysokim lesie przekracza $30 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$. Dlatego przyjmuje się, że dla terenów zalesionych strumień G składa się z dwóch części: ze strumienia ciepła w samej glebie i ze strumienia ciepła w pokrywającej ją warstwie roślinnej G_b ; wówczas za powierzchnię czynną uważa się powierzchnię graniczną oddzielającą warstwę roślinną od atmosfery. Względny udział tego dodatkowego strumienia ciepła roślinnego G_b w ogólnym bilansie cieplnym bywa znaczący szczególnie w nocy, kiedy jego wartości mogą być tego samego rzędu wielkości co wymiana radiacyjna, tj. strumień Q^* [Hicks i in. 1975; Stewart i Thom 1973]. Natomiast w stosunkowo rzadkim lesie promieniowanie całkowite K^\downarrow dość łatwo przenika między drzewami, docierając bez większych przeszkód do dna lasu, wobec czego dodatkowy składnik G_b w strumieniu G nie odgrywa już większej roli. Niezbyt duże jest też znaczenie G_b w bilansie cieplnym łąk czy pól uprawnych.

Odmienny jest wpływ zabudowy na strumień ciepła w podłożu. W warunkach miejskich podłożem atmosfery są dachy i ściany budynków, nawierzchnie placów i ulic itd. Zarówno pojemność cieplna C , jak i przewodnictwo cieplne λ substancji tworzących zabudowę miasta, są stosunkowo wysokie. Przykładowe wartości tych wielkości według T.R. Oke [1987] wynoszą w zaokrągleniu:

dla asfaltu $C = 2,0 \cdot 10^6 \text{ J}\cdot\text{m}^{-3}\cdot\text{deg}^{-1}$, $\lambda = 0,75 \text{ W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{deg}^{-1}$,
 dla betonu $C = 2,1 \cdot 10^6 \text{ J}\cdot\text{m}^{-3}\cdot\text{deg}^{-1}$, $\lambda = 1,5 \text{ W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{deg}^{-1}$,
 dla cegieł $C = 1,4 \cdot 10^6 \text{ J}\cdot\text{m}^{-3}\cdot\text{deg}^{-1}$, $\lambda = 0,8 \text{ W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{deg}^{-1}$.

Na pojemność cieplną miasta jako całości składa się nie tylko pojemność cieplna materiałów budowlanych, lecz także wewnątrz budynków [Oke i in. 1981]. Z tych względów akumulacja ciepła w podłożu w ciągu dnia jest w mieście zwiększona w porównaniu z obszarami niezabudowanymi, a ciepło zmagazynowane w budynkach jest odprowadzane w nocy do powierzchni czynnej, przyczyniając się do nocnego wzrostu temperatury w mieście [Oke i Cleugh 1987; Alcoforado 1991; Oke i in. 1992; Terjung i Louie 1974]. Przyjmuje się, że cały strumień G w warunkach miejskich równa się zmianom zawartości ciepła w szeroko rozumianej zabudowie. Dlatego w mieście wartości bezwzględne strumienia G są na ogół kilkakrotnie większe w porównaniu z terenami niezabudowanymi [Grimmond 1992; Roten 1979].

Tak więc specyficzna struktura i właściwości termiczne podłoża atmosfery powodują, że zarówno obszary zalesione jak i obszary zabudowane różnią się wartościami strumienia G , w porównaniu z terenem przyjętym za powierzchnię standardową (powierzchnię porośniętą niską trawą) [Goldreich 1984; Kuttler 1988].

2.5. WYMIANA CIEPŁA FOTOCHEMICZNEGO (ASYMILACJI I SPALANIA WĘGLA)

Jak już wspomniano w rozdziale 2.1., ilość energii zużywanej w procesie fotosyntezy, to znaczy na asymilację dwutlenku węgla, jest stosunkowo niewielka, o kilka rzędów wielkości mniejsza od przeciętnego natężenia każdego z czterech składników bilansu cieplnego, występujących w równaniu 2.1. Maksymalna wartość fotosyntezy netto

(fotosynteza minus oddychanie roślin) w najbardziej sprzyjających warunkach wynosi w godzinach dziennych od kilku do kilkunastu $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$, zależnie od rodzaju szaty roślinnej. W nocy, kiedy oddychanie przewyższa asymilację, wielkość ta jest ujemna [Baumgartner 1965]. Średnia wartość dobowa strumienia energii, odpowiadająca fotosyntezie netto lasów strefy umiarkowanej, wynosi w porze letniej zaledwie od 2 do 3 $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$, a średnia roczna tej wielkości na ogół nie przekracza 1,5 $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$.

Proces odwrotny, to znaczy uwalnianie energii fotochemicznej w procesach utleniania, a przede wszystkim spalania, osiągać może w niektórych przypadkach dość duże natężenie, porównywalne z gęstością strumienia Q^* . Ma to miejsce przede wszystkim na obszarach zurbanizowanych i uprzemysłowionych, gdzie spalane są bardzo duże ilości węgla, ropy czy gazu, głównie na potrzeby komunalne (ogrzewanie pomieszczeń), a także przez przemysł do celów produkcyjnych oraz przez środki transportu. W dużych ośrodkach miejskich, na terenach zabudowanych, ten dodatkowy strumień ciepła A przyjmować może wartość wynoszącą nawet powyżej 100 $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ [Harrison i in. 1984; Swaid 1993]. Jest to więc wartość o kilka rzędów wielkości większa niż strumień energii zużywanej na asymilację węgla w procesie fotosyntezy. Dokładne obliczenie wielkości A jest jednak trudne, ponieważ dane statystyczne dotyczące ilości zużytych paliw odnoszą się najczęściej do jednostek administracyjnych, obejmujących zarówno tereny zabudowane o charakterze miejskim czy przemysłowym, jak też – ich otoczenie w postaci terenów niezabudowanych, na przykład terenów zielonych [Kłysik i Matusiak 1990]. Obliczenia tego typu wykonane dla kilku wielkich miast Europy środkowej wykazały, że nawet dla ich całych obszarów objętych granicami administracyjnymi średnia wartość strumienia A w półroczu letnim bywa zbliżona do wartości strumienia Q^* , a w półroczu zimowym może ją przewyższać. Między innymi tego rodzaju wyniki uzyskano dla aglomeracji miejsko-przemysłowej Górnego Śląska [Kraujalis 1972]. W małych miastach i osiedlach, pozbawionych większych zakładów przemysłowych, strumień A przyjmuje wartości stosunkowo niewielkie, ale nawet i tam nie powinien być pomijany przy rozpatrywaniu bilansu cieplnego tych terenów [Chandler 1962; Harrison 1967; Schmid i in. 1991; Yamashita i in. 1995].

Ogólnie stwierdza się, że strumień A zależy głównie od gęstości zaludnienia, od zwartości i wysokości zabudowy, a także od stopnia uprzemysłowienia danego obszaru [Figuerola i Mazzeo 1998; Unger i Ondok 1995].

2.6. BILANS ENERGII POWIERZCHNI CZYNNEJ

Jak wynika z dotychczasowych rozważań, przebiegi dobowe poszczególnych składników bilansu cieplnego i jego struktura zależą w dużym stopniu od właściwości fizycznych podłoża. Z tego względu warto zapoznać się z niektórymi typami bilansu cieplnego i jego zmiennością w cyklu dobowym, charakterystycznymi dla różnego rodzaju środowiska geograficznego. Na wykresach (ryc. 5 – 15) przedstawione zostały wyniki terenowych badań bilansu cieplnego, zarówno stacjonarnych, jak i ekspedycyjnych, prowadzonych w różnych latach przez Zakład Klimatologii IGiPZ PAN lub też z udziałem

jego pracowników w innych badaniach. Odnoszą się one zasadniczo tylko do dni pogodnych, a więc z niebem bezchmurnym lub tylko z niewielkim zachmurzeniem i ze słabym wiatrem, kiedy oddziaływanie podłoża na wymianę energii na powierzchni czynnej jest najbardziej wyraźne [Camuffo i Bernardi 1982].

Dla powierzchni przyjętej za standardową, to znaczy płaskiej, o niezasłoniętym horyzoncie, pokrytej niską roślinnością trawiastą, typowy jest przebieg bilansu cieplnego w Borowej Górze ($\varphi = 52^{\circ} 28' \text{ N}$, $\lambda = 21^{\circ} 02' \text{ E}$, $h = 105 \text{ m n.p.m.}$) w dniu 27 lipca 1976 r. (ryc. 5). Z wykresu tego wynika, że energia dochodząca do powierzchni czynnej drogą promieniowania, ze strumieniem Q^* osiągającym w południe wartość $580 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$, zużywana była w głównej mierze na parowanie. Stosunek Bowena β wynosił od 0,4 w godzinach przedpołudniowych do poniżej 0,2 w godzinach popołudniowych, a zużycie energii na nagrzanie podłoża nie przekraczało 4 % salda promieniowania. W nocy głównym źródłem przychodu energii był strumień ciepła jawnego H , skierowany od atmosfery do powierzchni czynnej [Paszyński i Skoczek 1979].

Na rycinie 6 przedstawiony jest przebieg dobowy składników bilansu cieplnego pola buraków cukrowych w rejonie Kurska ($\varphi = 51^{\circ} 43' \text{ N}$, $\lambda = 36^{\circ} 12' \text{ E}$, $h = 200 \text{ m n.p.m.}$) w dniu 8 lipca 1988 r. [Paszyński in. 1989b] W południe maksymalne natężenie strumienia Q^* nieznacznie przekroczyło $580 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$, przy czym 70 % tej energii zostało zużyte na strumień E i po około 15 % – na strumienie H i G . Stosunek Bowena osiągnął największą wartość $\beta \approx 0,3$ w południe, po czym zmniejszał się stopniowo w drugiej połowie dnia. W nocy straty ciepła spowodowane wypromieniowaniem (największy co do wartości bezwzględnej strumień $Q^* = L^* = -57 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$) były kompensowane w mniej więcej równym stopniu przez strumienie H i G . W opisywanym przypadku zanotowano ujemne wartości E w godzinach nocnych, świadczące o występowaniu parowania.

Inny przypadek kształtowania się bilansu cieplnego pola buraków cukrowych – w Cessières w północnej Francji ($\varphi = 49^{\circ} 30' \text{ N}$, $\lambda = 3^{\circ} 30' \text{ E}$, $h = 60 \text{ m n.p.m.}$) w dniu 16 lipca 1993 r. – przedstawia rycina 7. Tutaj udział strumienia E w części rozchodowej bilansu przekraczał 80 % wartości strumienia Q^* , a gęstość strumienia $|H|$ była co najmniej dwukrotnie większa od gęstości strumienia $|G|$. Taka struktura wystąpiła tylko w pierwszej połowie omawianego dnia przed wyraźną zmianą pogody, jaka zaszła po południu. Wartości strumienia Q^* wahały się w ciągu tej doby od $584 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ o godz. 12 do $-40 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ o godz. 21, a więc wkrótce po zachodzie Słońca. W przeciwieństwie do sytuacji w Kursku, w nocy strumień E miał znak dodatni, co świadczy o kondensacji pary wodnej.

Powyższy przebieg dobowy struktury bilansu cieplnego pola buraków cukrowych różni się znacznie od przebiegu dobowego bilansu cieplnego pola grochu w Cessières dla tego samego dnia (ryc. 8). Wartości strumienia Q^* dla pola grochu były mniejsze niż dla pola buraków maksymalnie o $80 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$. Zasadnicza różnica przejawiała się w tym, że w ciągu całego dnia na polu grochu strumień ciepła jawnego $|H|$ przewyższał strumień ciepła

utajonego $|E|$ i stosunek Bowena osiągnął wartość $\beta \approx 3,0$, podczas gdy dla pola buraków – wynosił 0,2 [Gregoire i in. 1992].

Jeszcze inne różnice struktury bilansu cieplnego odmiennych użytków rolnych można stwierdzić porównując przebiegi dobowe poszczególnych strumieni energii wyznaczone dla pola koniczyny i pszenicy. Można to prześledzić na podstawie danych z Felina ($\varphi = 51^\circ 14' \text{ N}$, $\lambda = 22^\circ 38' \text{ E}$, $h = 215 \text{ m n.p.m.}$) z dnia 18 lipca 1978 r. (ryc. 9 i 10). Wartości strumienia Q^* dla pszenicy były większe niż wartości strumienia Q^* dla koniczyny maksymalnie o $70 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$. Wartości strumienia $|G|$ dla koniczyny w porze południowej były niemal o połowę mniejsze niż dla pszenicy. Parowanie z ładu pszenicy – w przeciwieństwie do koniczyny – miało miejsce także w nocy [Paszyński i Skoczek 1989].

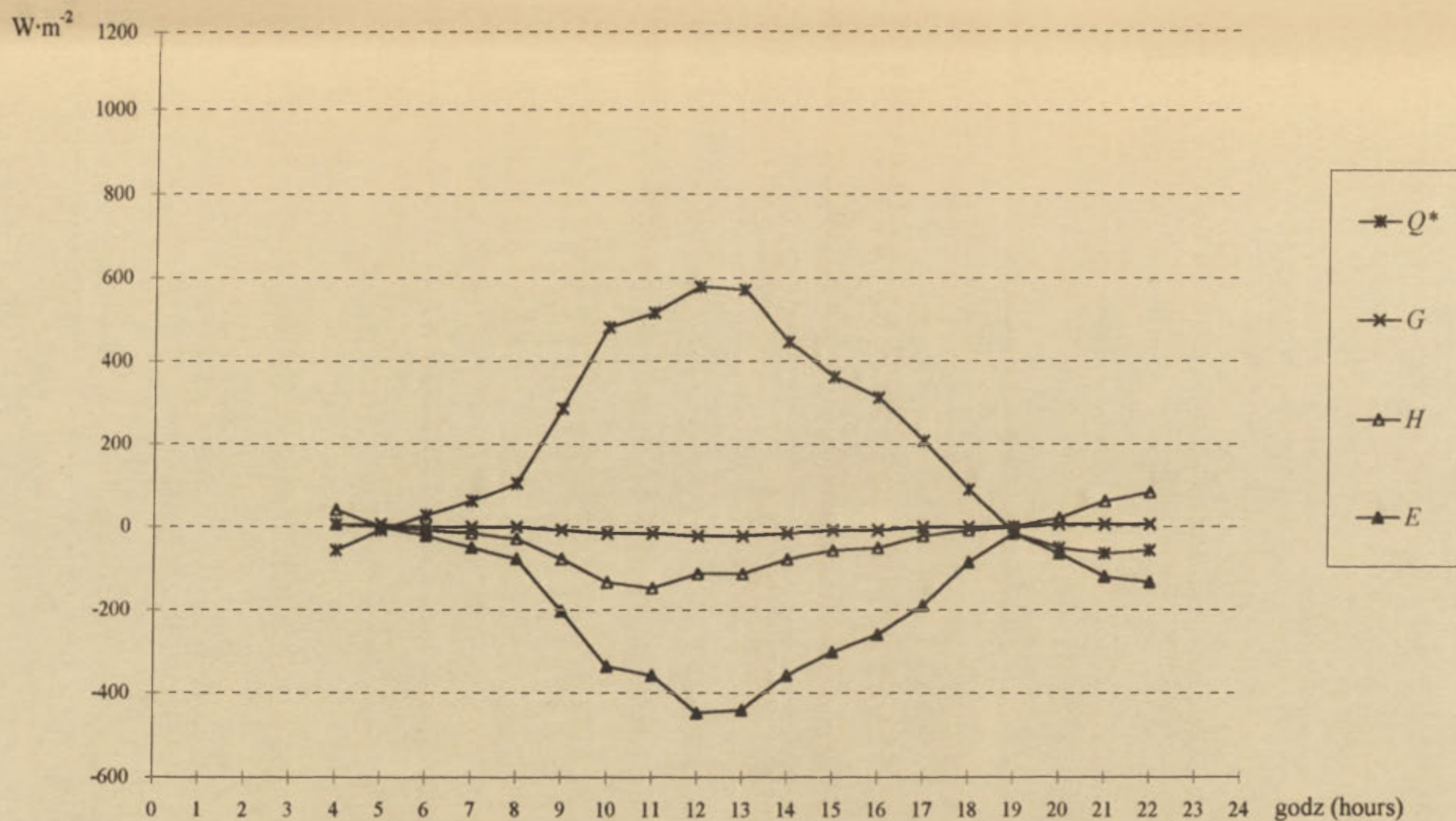
Interesująco przedstawia się porównanie struktury bilansu cieplnego ładu lucerny i ścierniska w Grabianowie ($\varphi = 52^\circ 07' \text{ N}$, $\lambda = 16^\circ 54' \text{ E}$, $h = 200 \text{ m n.p.m.}$) z dnia 6 sierpnia 1995 r. (ryc. 11 i 12). O ile w przypadku lucerny strumień E w godzinach okołopołudniowych wynosił w przybliżeniu 80 %, a strumień H około 15 % wartości strumienia Q^* (stosunek β nie przekraczał 0,2), to na ściernisku odpowiednie wartości kształtowały się na poziomie 15 % w odniesieniu do strumienia E i 50 % w odniesieniu do strumienia H ($\beta \approx 3,3$). Na ściernisku strumień $|G|$ w godzinach dziennych kilkakrotnie przekraczał wartości strumienia $|E|$. Wartości strumienia Q^* pola lucerny były w południe o $65 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ większe niż na ściernisku. O ile głównym źródłem przychodu ciepła w nocy w przypadku lucerny był strumień H , to na ściernisku zasadnicze znaczenie miał strumień G [Kędziora i in. 1996].

Przebieg dobowy składników bilansu cieplnego na terenie nie pokrytym roślinnością był podobny do przebiegu stwierdzonego dla ścierniska. Przekonują o tym dane z obszarów półpustynnych z okolic Ałma-Aty ($\varphi = 43^\circ 45' \text{ N}$, $\lambda = 77^\circ 00' \text{ E}$, $h = 420 \text{ m n.p.m.}$), odnoszące się do dnia 22 sierpnia 1989 r. (ryc. 13) [Paszyński i in. 1989a]. Największy udział w stronie rozchodowej bilansu w ciągu dnia miał strumień H , najmniejszy zaś – strumień E . W godzinach południowych zużycie energii na parowanie spadło niemal do zera. Na uwagę zasługują wyjątkowo małe wartości strumienia Q^* , nieznacznie tylko przekraczające $300 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$, na co wpłynęło duże albedo piasków równe 0,30. W nocy na pierwsze miejsce po stronie przychodowej wysunął się zdecydowanie strumień G , tzn. zachodziło oddawanie do atmosfery ciepła zakumulowanego w ciągu dnia przez podłoże.

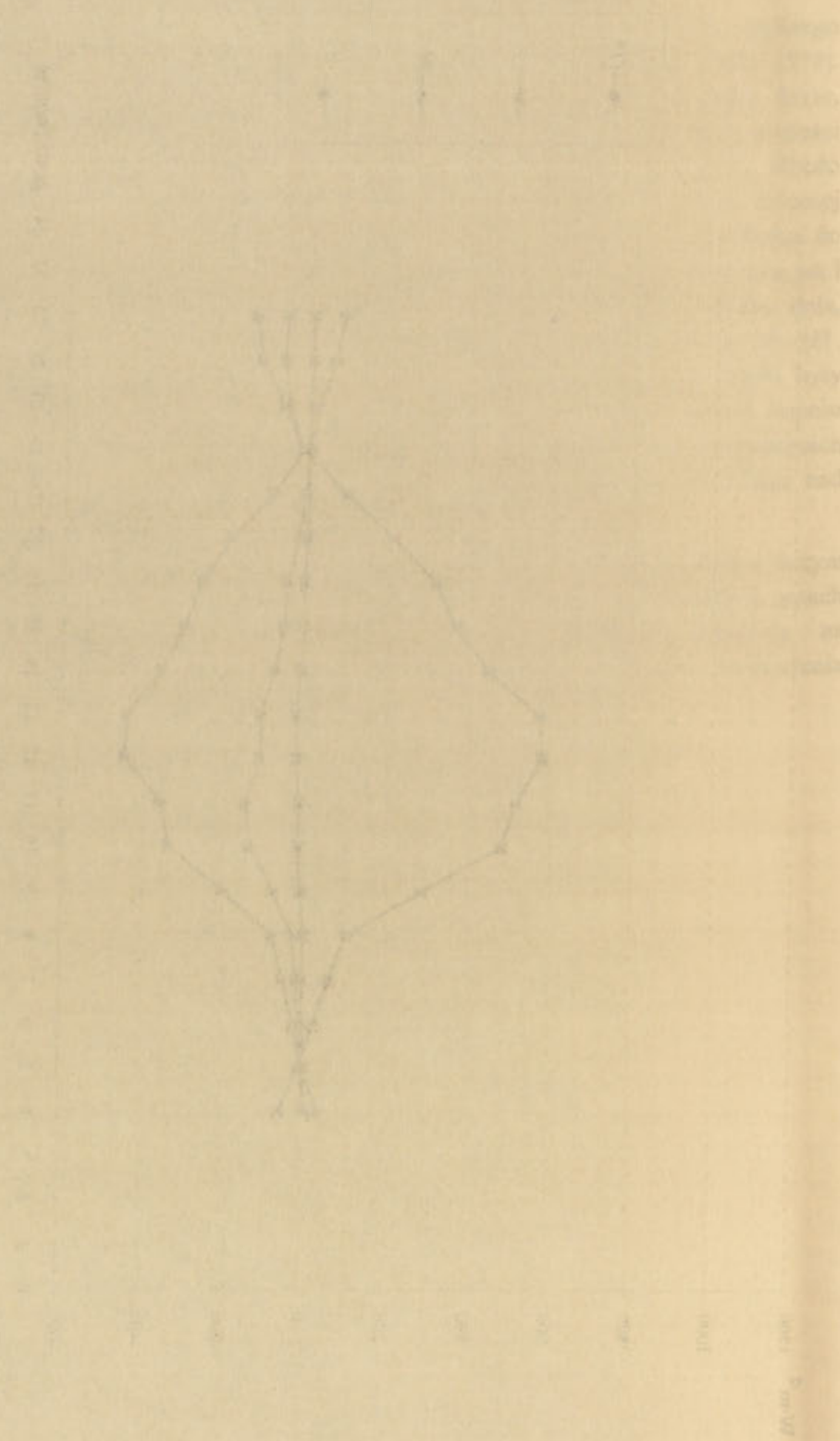
Większe – niż na półpustynnych terenach piaszczystych – dzienne wartości bezwzględne strumieni Q^* i G występowały na czarnym ugorze, o czym świadczą wyniki pomiarów przeprowadzonych w miejscowości Gylden w Mołdawii ($\varphi = 47^\circ 22' \text{ N}$, $\lambda = 28^\circ 47' \text{ E}$, $h = 200 \text{ m n.p.m.}$) w dniu 19 sierpnia 1989 r. (ryc. 14). Podczas gdy strumień Q^* osiągnął wartość równą prawie $380 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$, to strumień $|G|$ stanowił połowę tej wartości. Natomiast wartości strumieni H i E były w przybliżeniu sobie równe. Zarówno rano przed wschodem Słońca, jak i wieczorem, jeszcze przed jego zachodem, obserwowano tworzenie się rosy, co wyrażało się występowaniem dodatnich wartości strumienia E [Skoczek 1994].

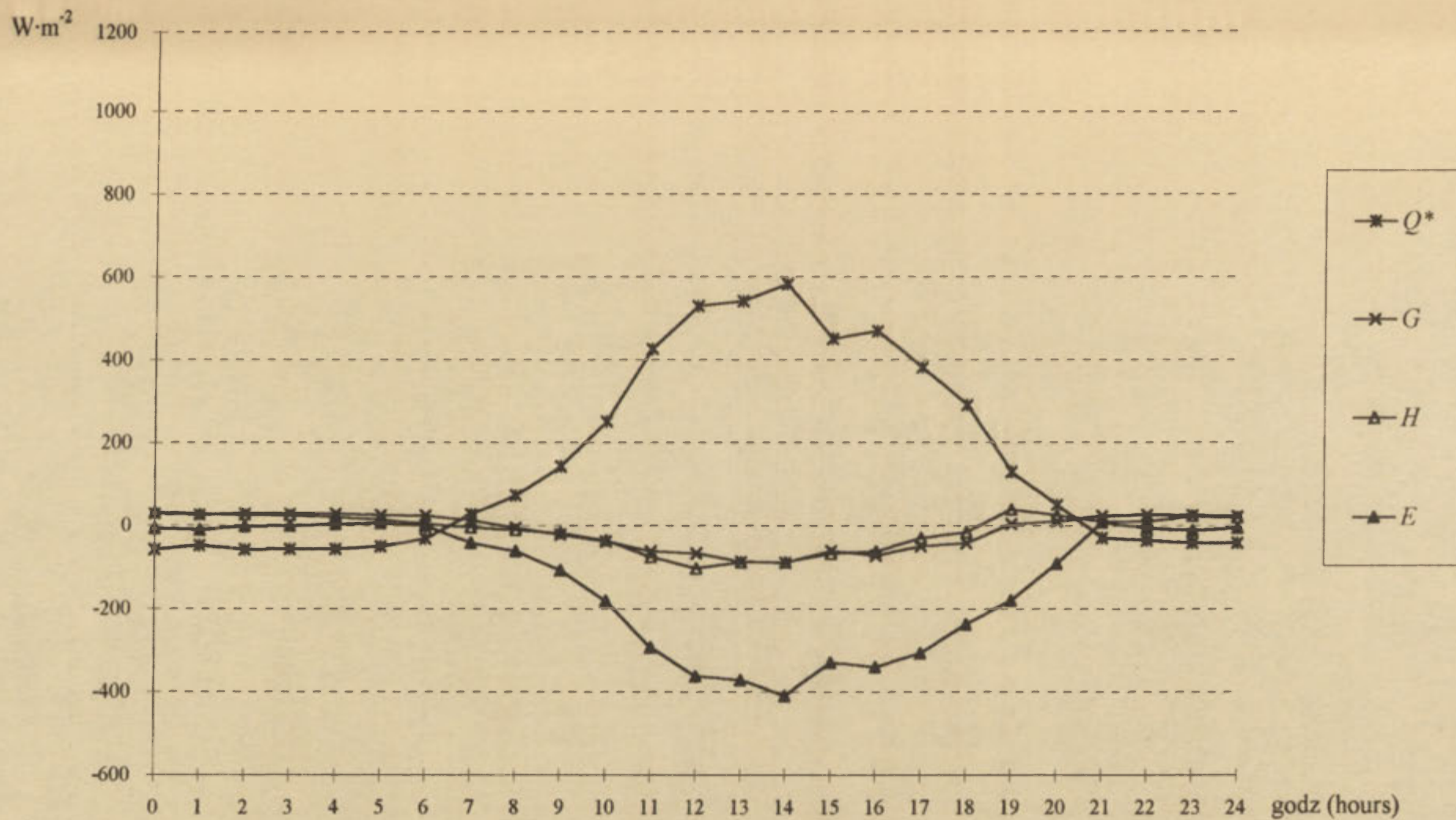
Na szczególną uwagę zasługuje przebieg dobowy składników bilansu cieplnego terenów leśnych (ryc. 15) dla typowego dnia letniego 10 sierpnia 1972 r. [Gay, Holbo 1974]. Dane odnoszą się do lasu iglastego (daglezja) znajdującego się w dorzeczu Cedar River, w stanie Washington w USA ($\varphi = 47^{\circ}20' \text{ N}$, $\lambda = 121^{\circ} 40' \text{ W}$, $h = 215 \text{ m n.p.m.}$). Duże wartości strumienia Q^* , dochodzące do $700 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$, były wynikiem niewielkich wartości albedo terenów leśnych [Gay 1973]. Oba strumienie turbulencyjne H i E miały w porze dziennej wartości zbliżone do siebie, z tym jednak, że w godzinach rannych, od wschodu Słońca do około godz. 10, większe wartości bezwzględne przyjmował strumień E , podobnie zresztą jak i w godzinach popołudniowych, od godz. 15 do zachodu Słońca; natomiast w środku dnia, mniej więcej od godz. 10 do godz. 15 przeważały straty ciepła jawnego, to znaczy $|H| > |E|$. Podobne fakty stwierdzili też inni badacze [Tajchman 1972]. W nocy straty ciepła były spowodowane parowaniem i wypromieniowaniem; pokrywane one były w większym stopniu przez dopływ ciepła jawnego z atmosfery, a w mniejszym – z gleby. Natomiast w godzinach wieczornych, wkrótce po zachodzie Słońca, strumień G miał zdecydowaną przewagę nad strumieniem H .

Jak wynika z powyższych uwag, struktura bilansu cieplnego zależy w bardzo dużym stopniu od czynników lokalnych i kształtuje się w niejednakowy sposób w różnych typach środowiska geograficznego. Dlatego niektóre cechy tej struktury uznaje się za charakterystyczne dla danego typu środowiska, co stanowi podstawę do wydzielenia topoklimatów badanych terenów.



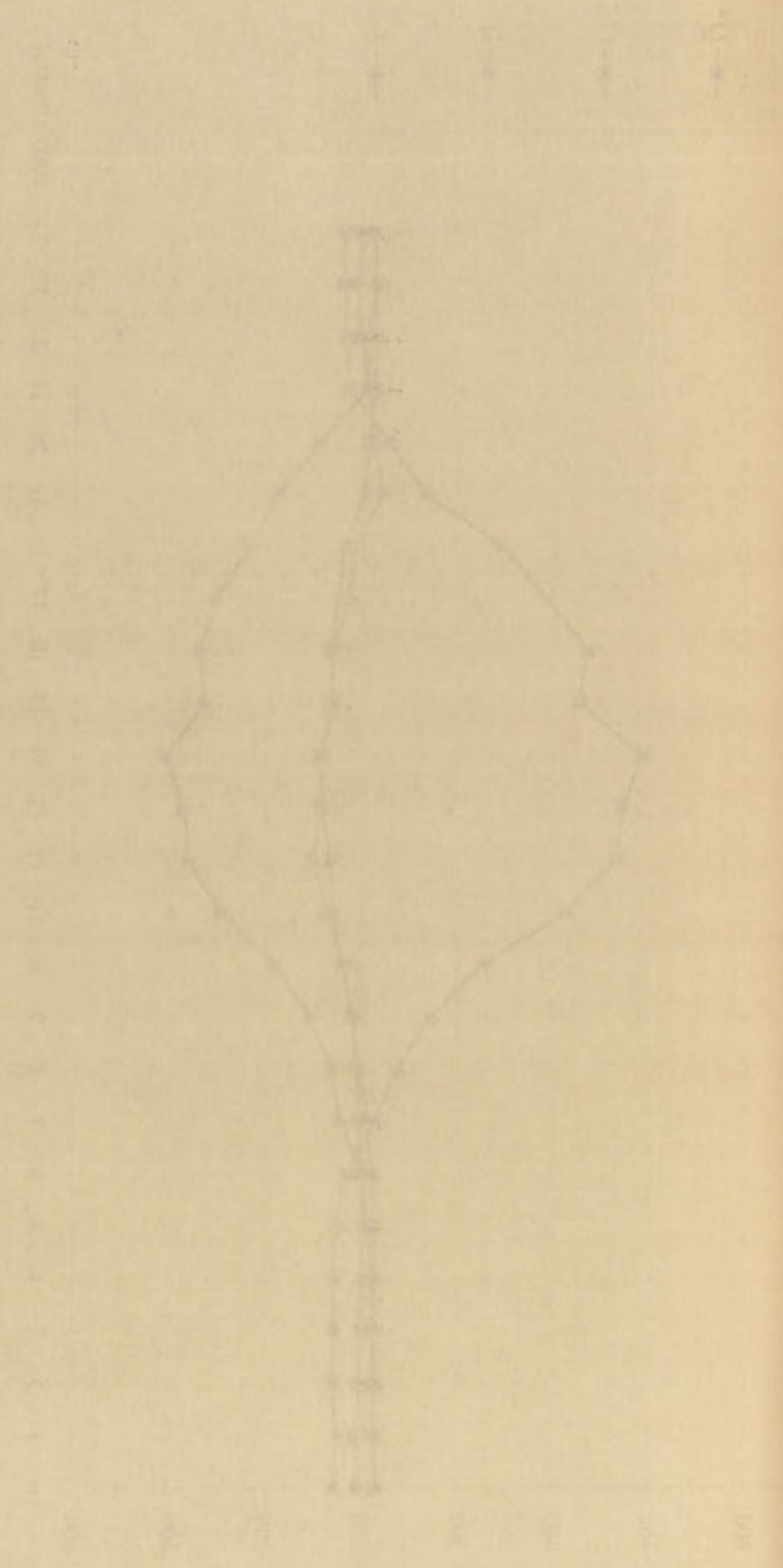
Ryc. 5. Przebieg dobowy składników bilansu energii w dniu 27 lipca 1976 r. w Borowej Górze (trawa).
Daily variation of the energy balance components on 27 July 1976 at Borowa Góra (grass).

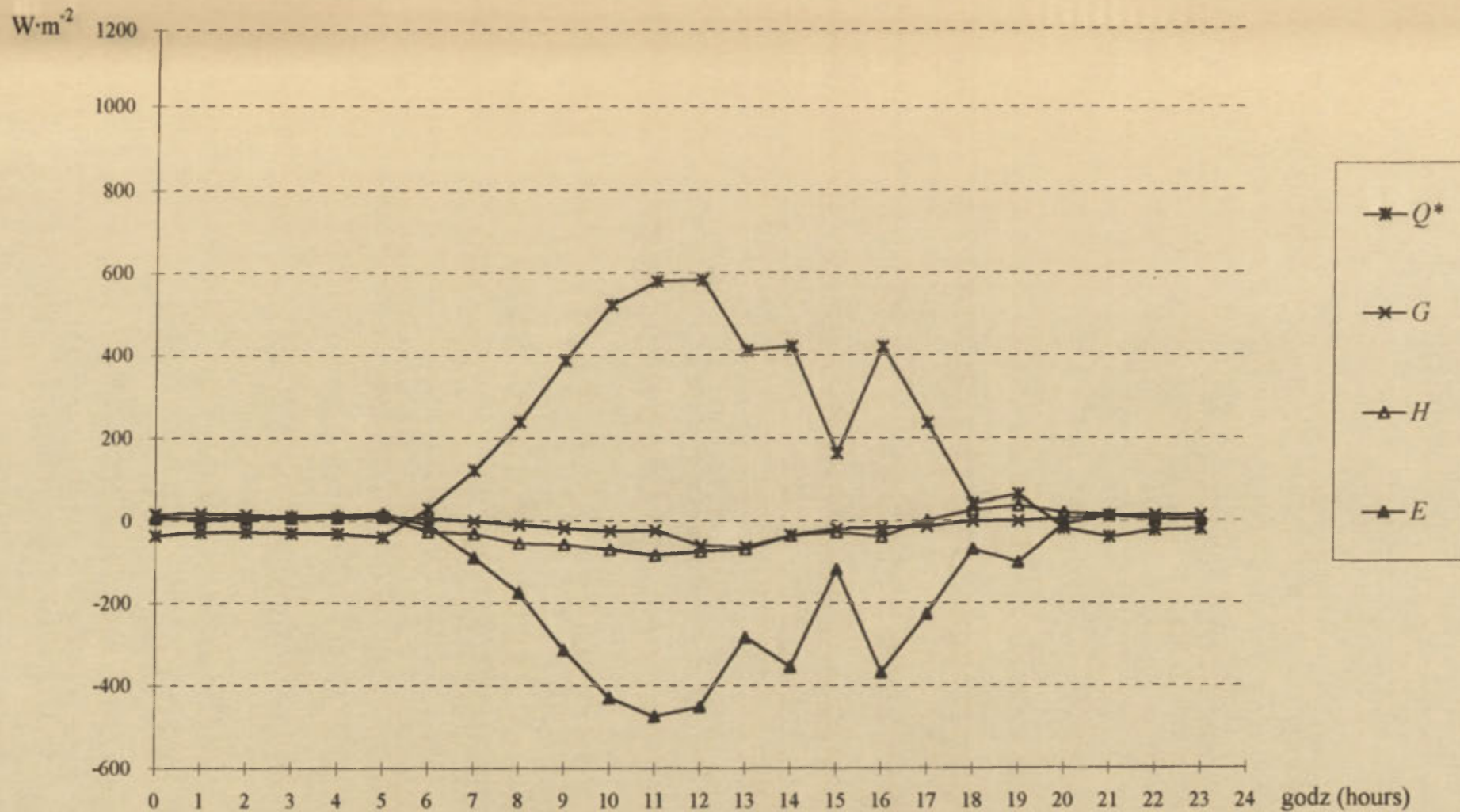




Ryc. 6. Przebieg dobowy składników bilansu energii w dniu 8 lipca 1988 r. w Kursku (buraki cukrowe).
Daily variation of the energy balance components on 8 July 1988 at Kursk (sugar-beet).

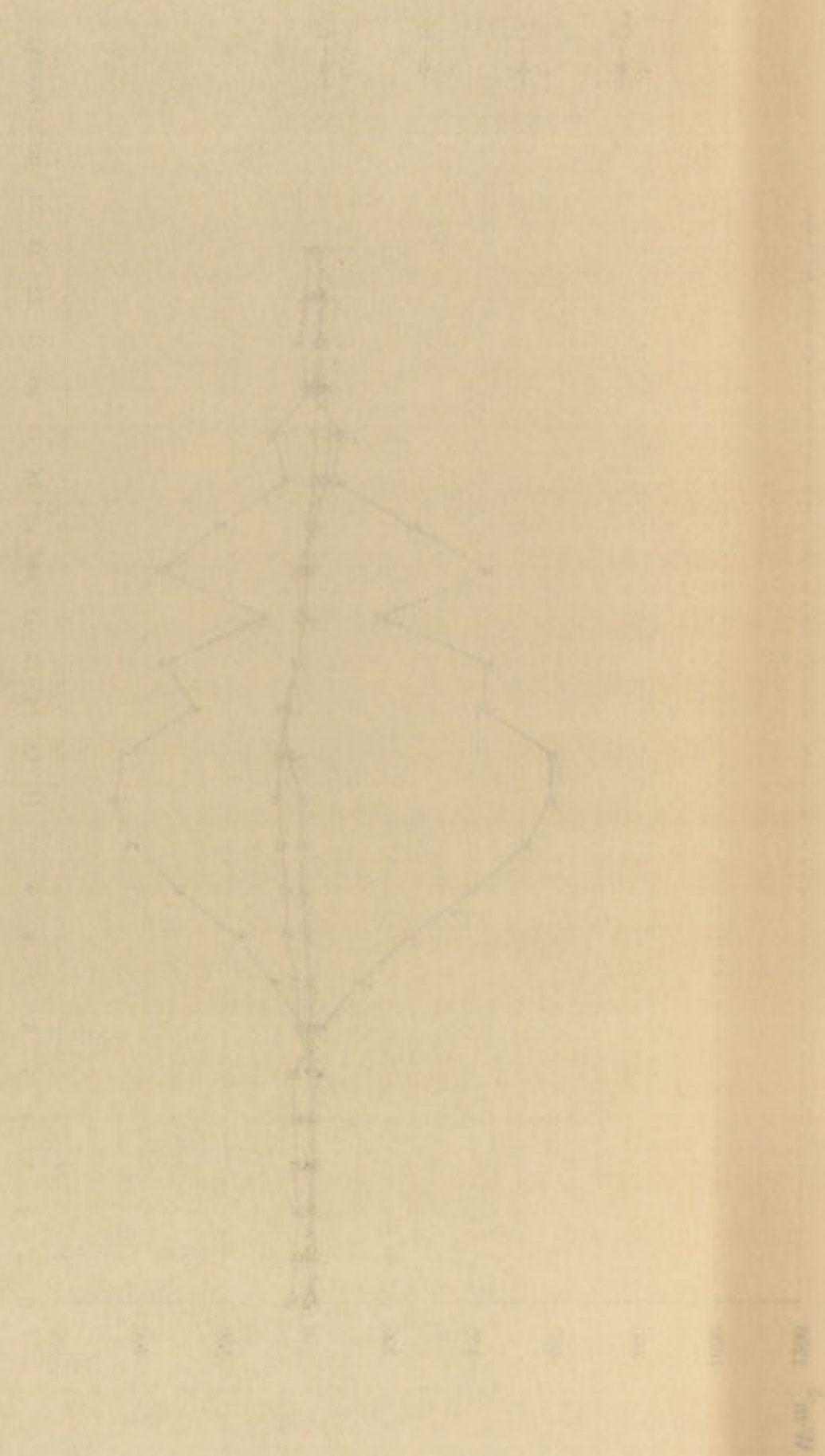
Fig. 1. Dependence of the rate of polymerization on the concentration of the monomer and the initiator. The reaction was carried out in the presence of 0.01 mole-% of the initiator.

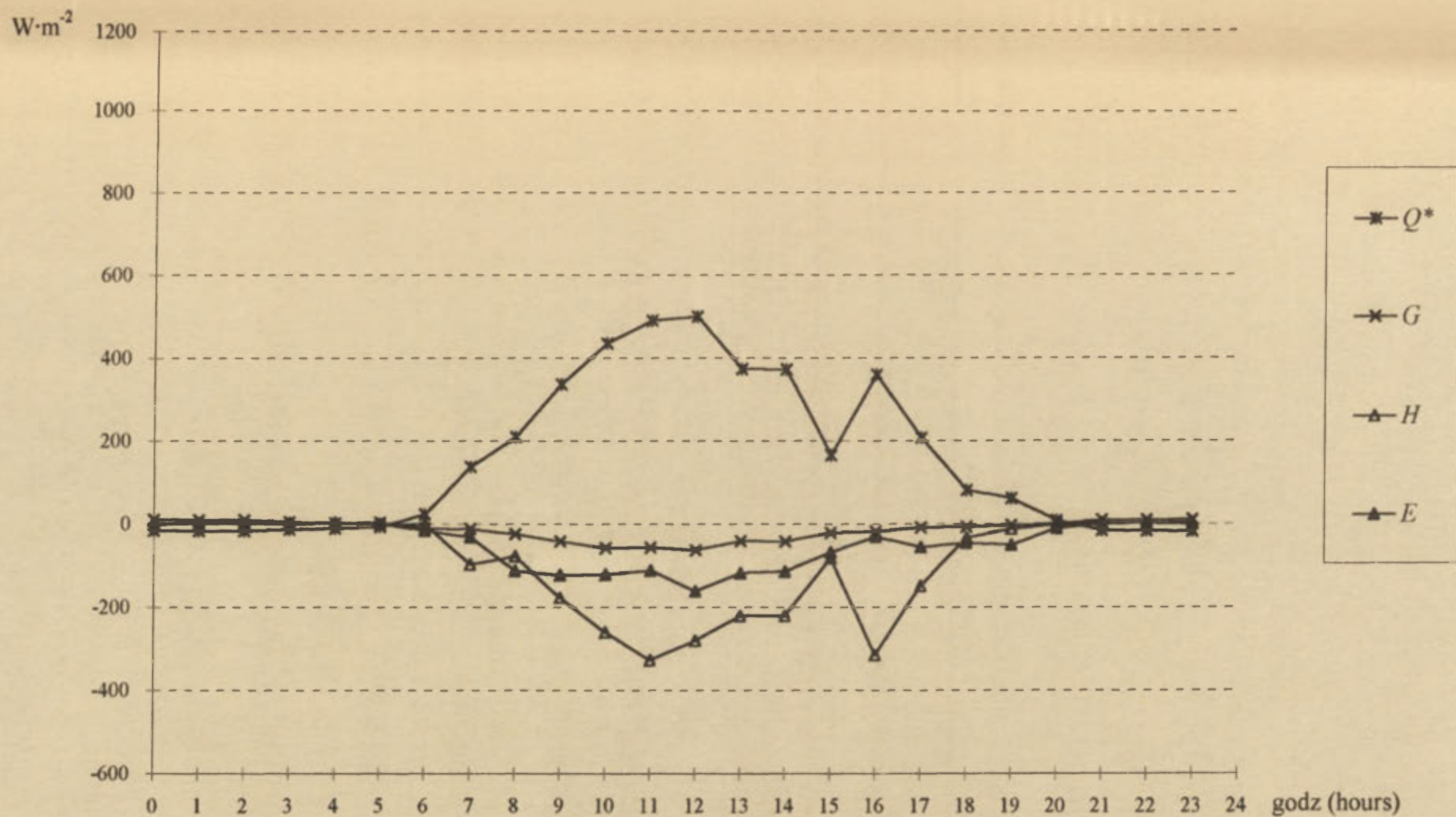




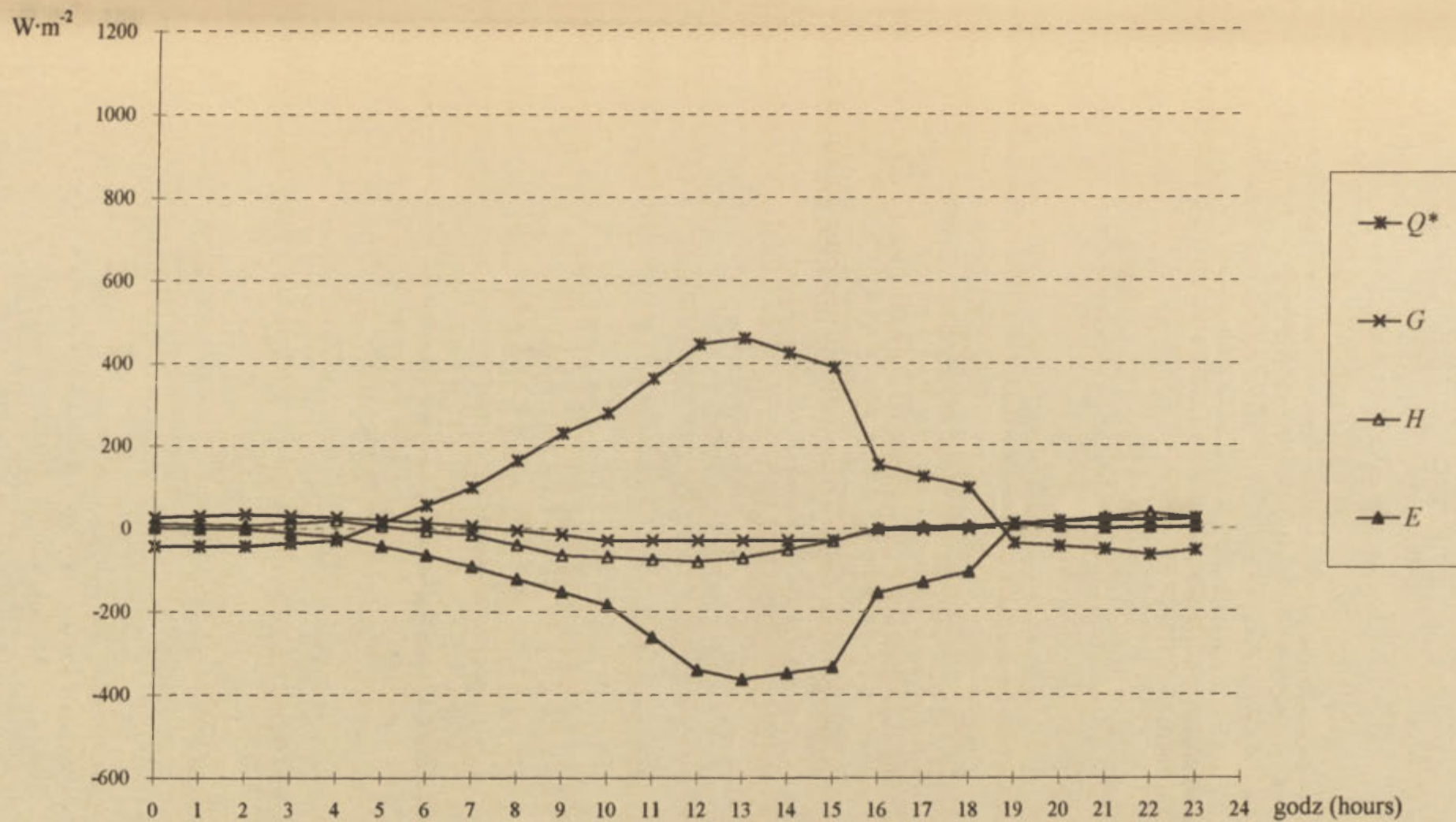
Ryc. 7. Przebieg dobowy składników bilansu energii w dniu 16 lipca 1993 r. w Cessieres (buraki cukrowe).
Daily variation of the energy balance components on 16 July 1993 at Cessieres (sugar beet).

Fig. 1. The dependence of the relative error of the calculation of the integral I on the number of points N for the function $f(x) = \sin(x)$ and $f(x) = \cos(x)$ for the interval $[0, 2\pi]$ and $[0, \pi]$ respectively.





Ryc. 8. Przebieg dobowy składników bilansu energii w dniu 16 lipca 1993 r. w Cessieres (groch).
Daily variation of the energy balance components on 16 July 1993 at Cessieres (pea-plant).



Ryc. 9. Przebieg dobowy składników bilansu energii w dniu 18 lipca 1978 r. w Felinie (koniczyna).
Daily variation of the energy balance components on 18 July 1978 at Felin (clover).

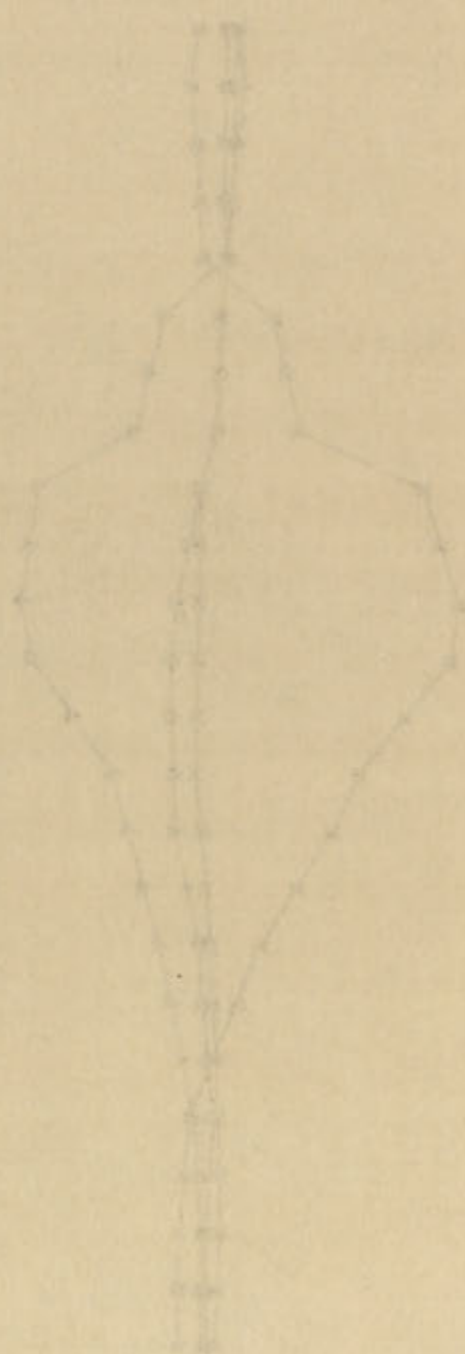


Legend:

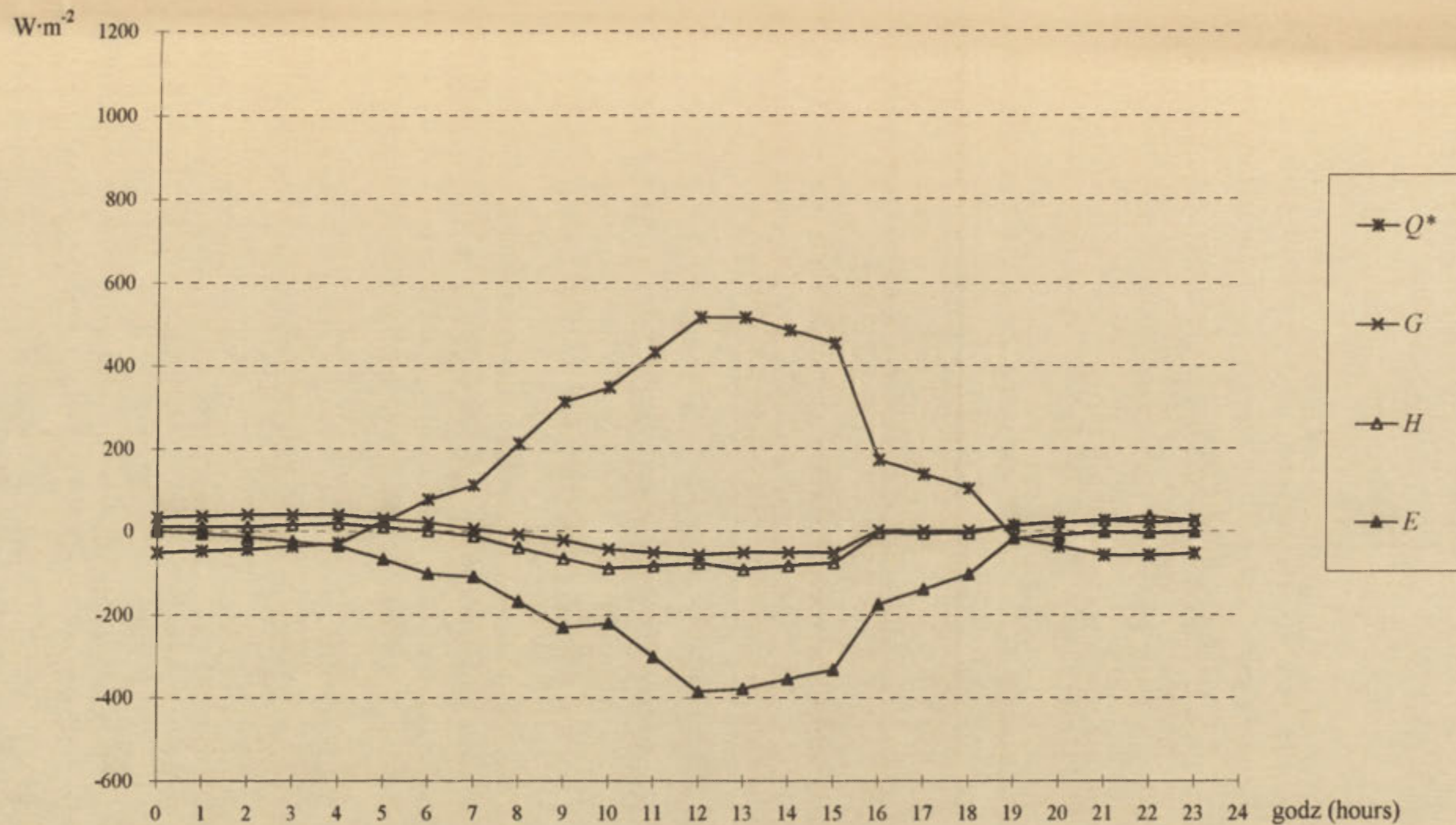
1. 100% of the total amount of the sample

2. 50% of the total amount of the sample

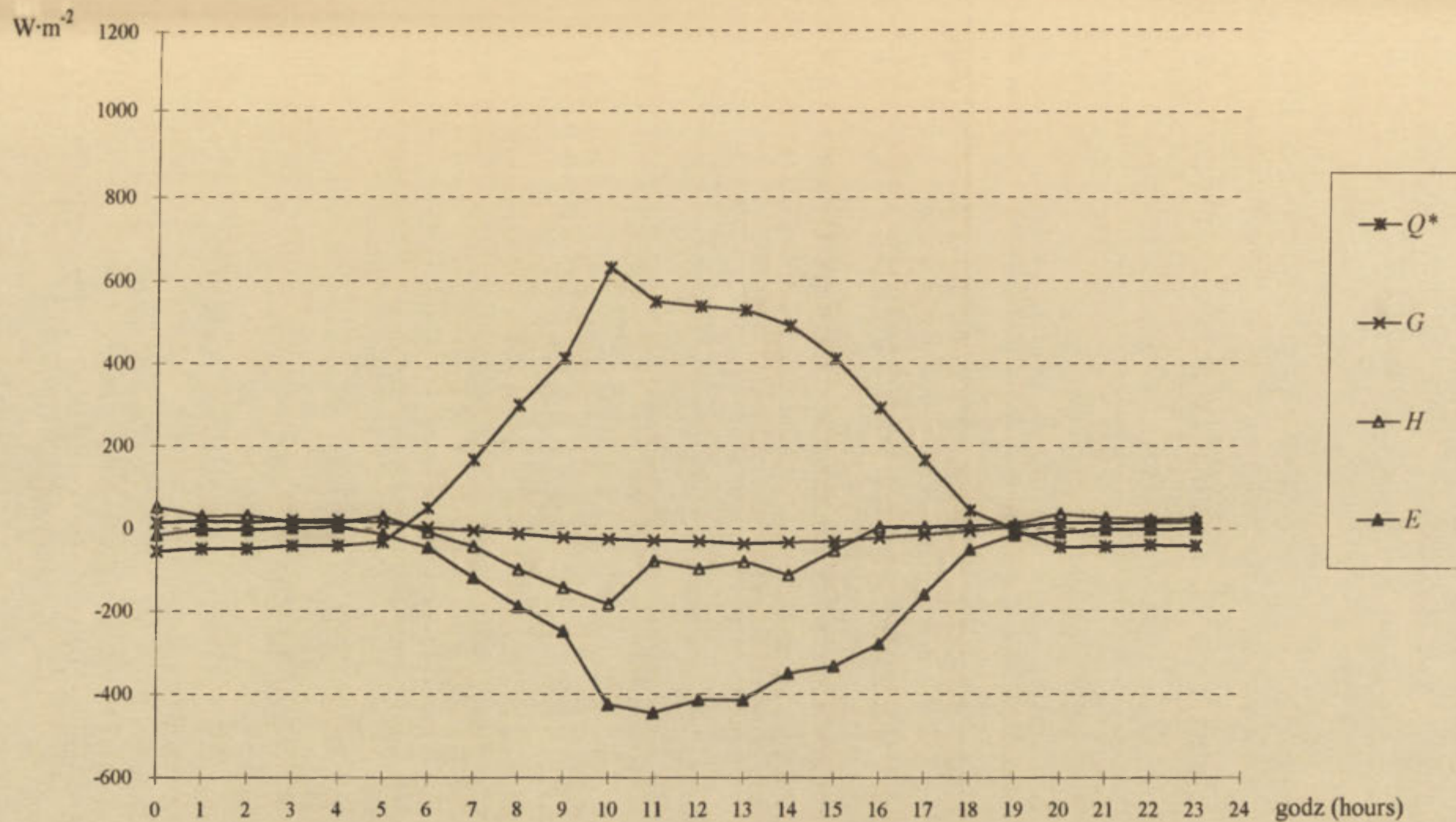
3. 25% of the total amount of the sample



100% 50% 25%

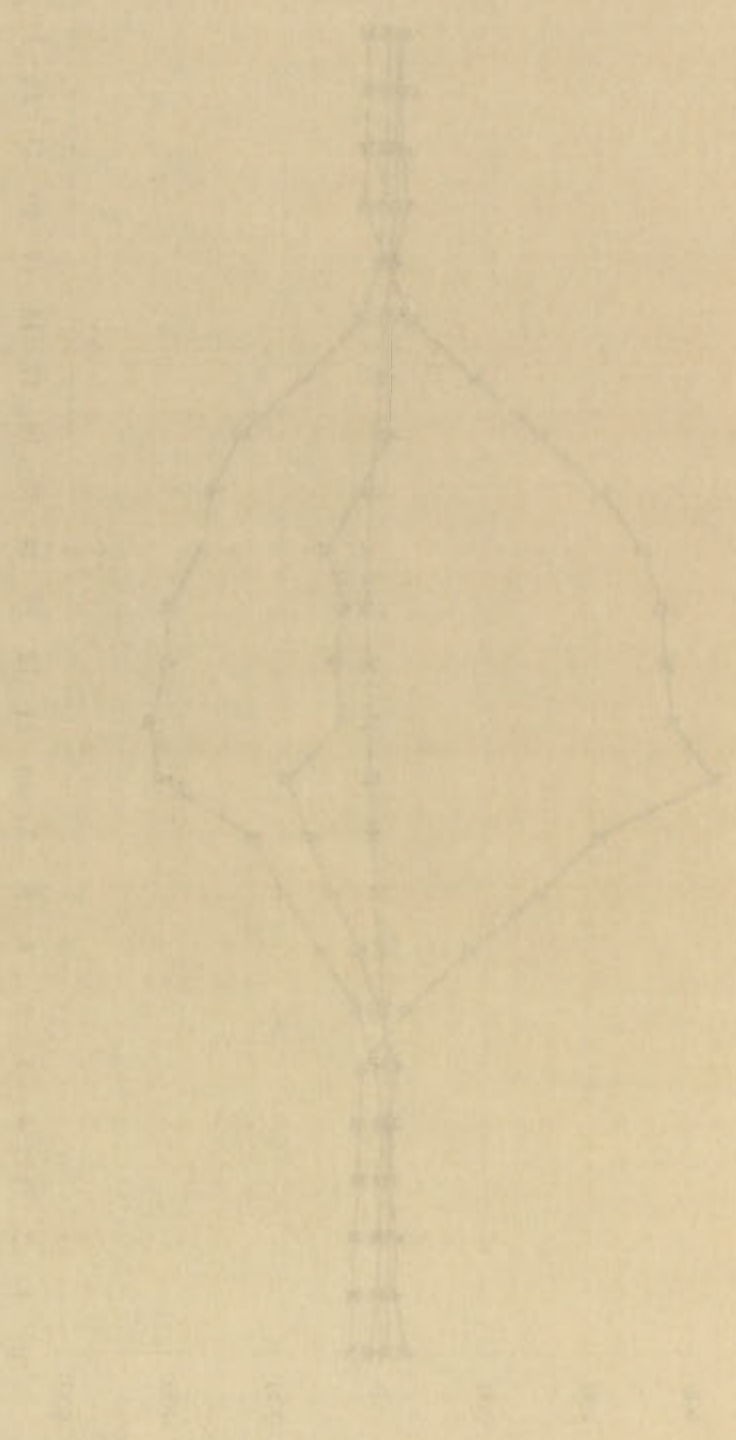


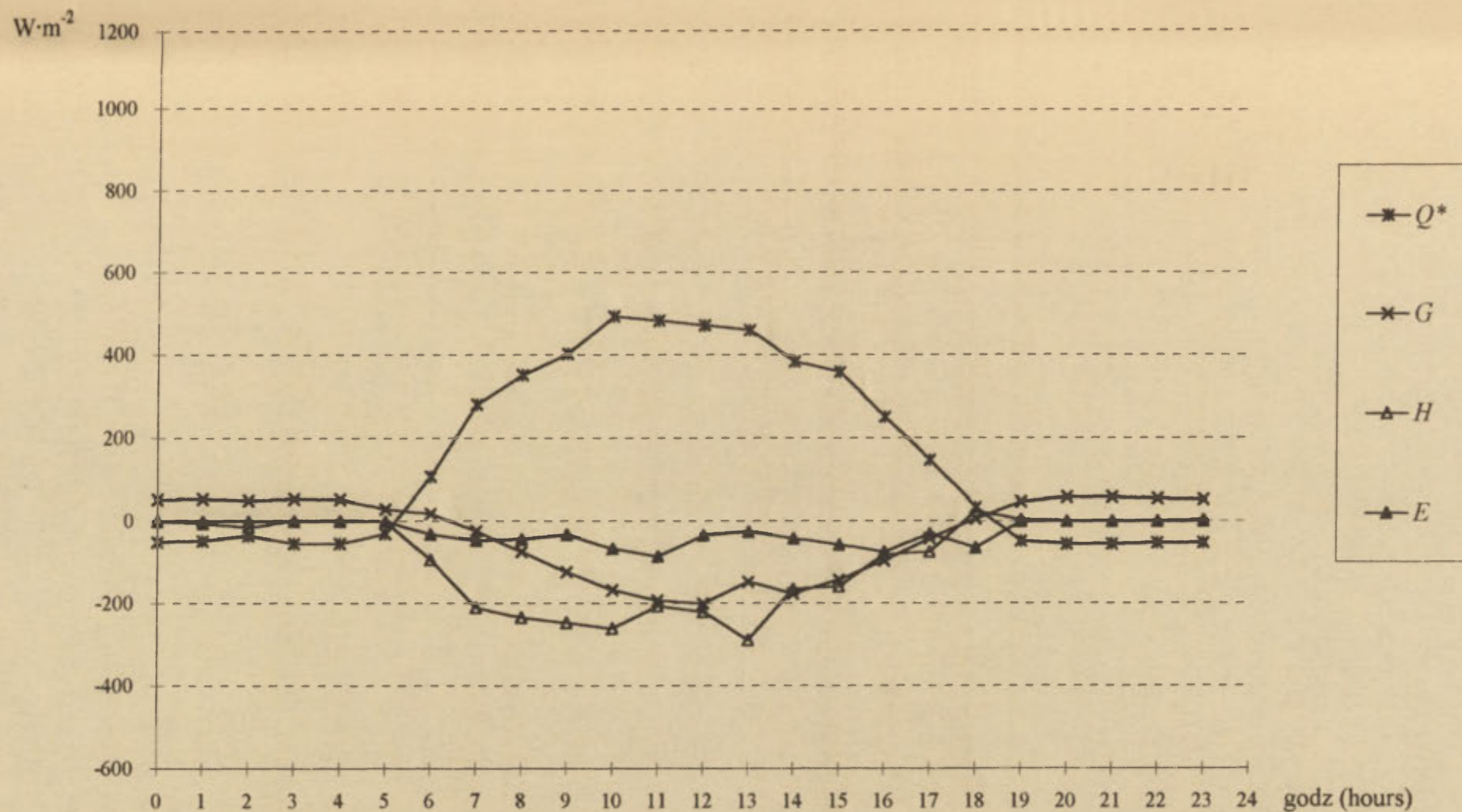
Ryc. 10. Przebieg dobowy składników bilansu energii w dniu 18 lipca 1978 r. w Felinie (pszenica).
Daily variation of the energy balance components on 18 July 1978 at Felin (wheat).



Ryc. 11. Przebieg dobowy składników bilansu energii w dniu 6 sierpnia 1995 r. w Grabianowie (lucerna).
Daily variation of the energy balance components on 6 August 1995 at Grabianowo (alfalfa).

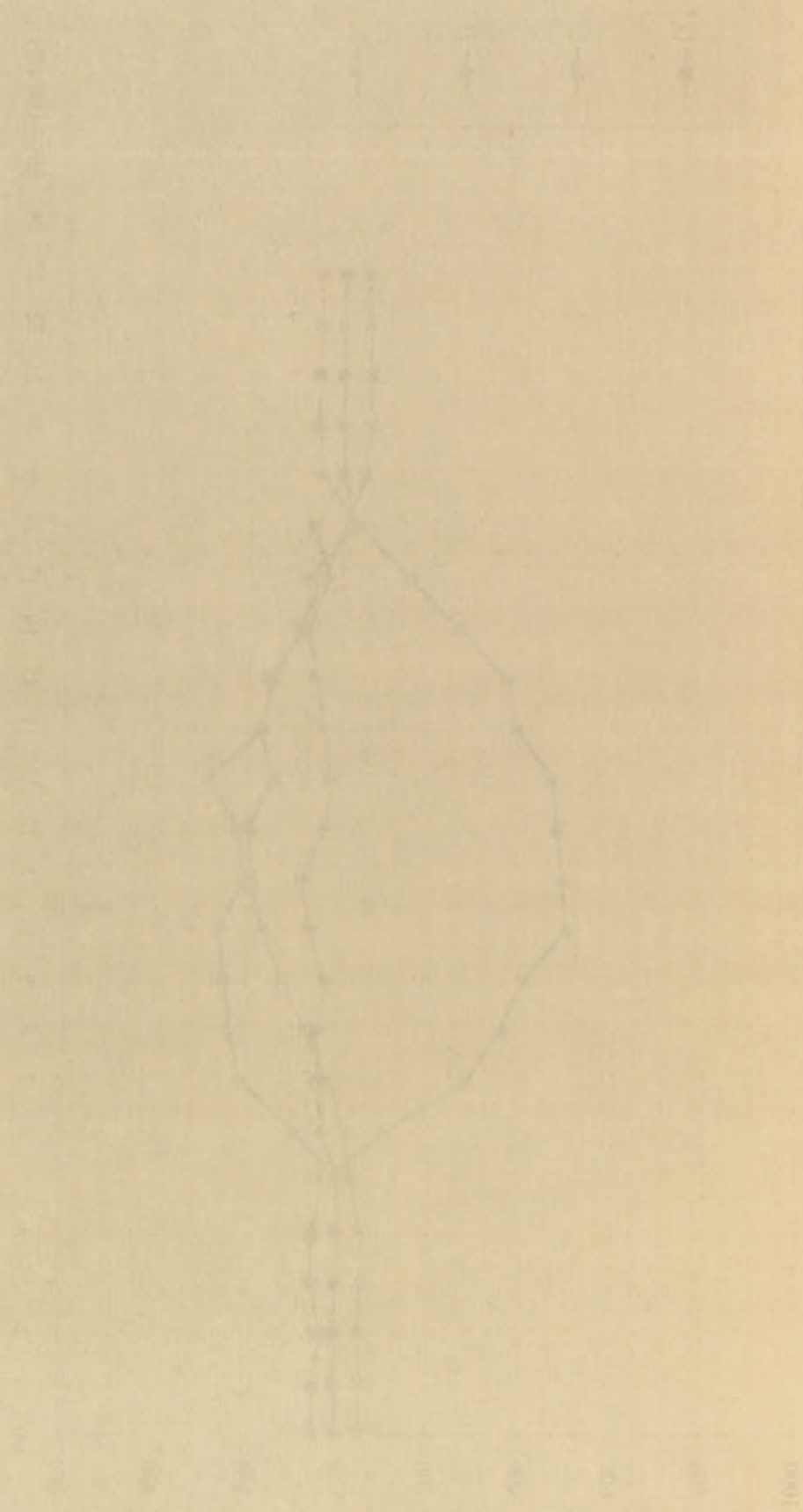
1. The first part of the paper is devoted to the study of the properties of the function $f(x)$ defined by the formula

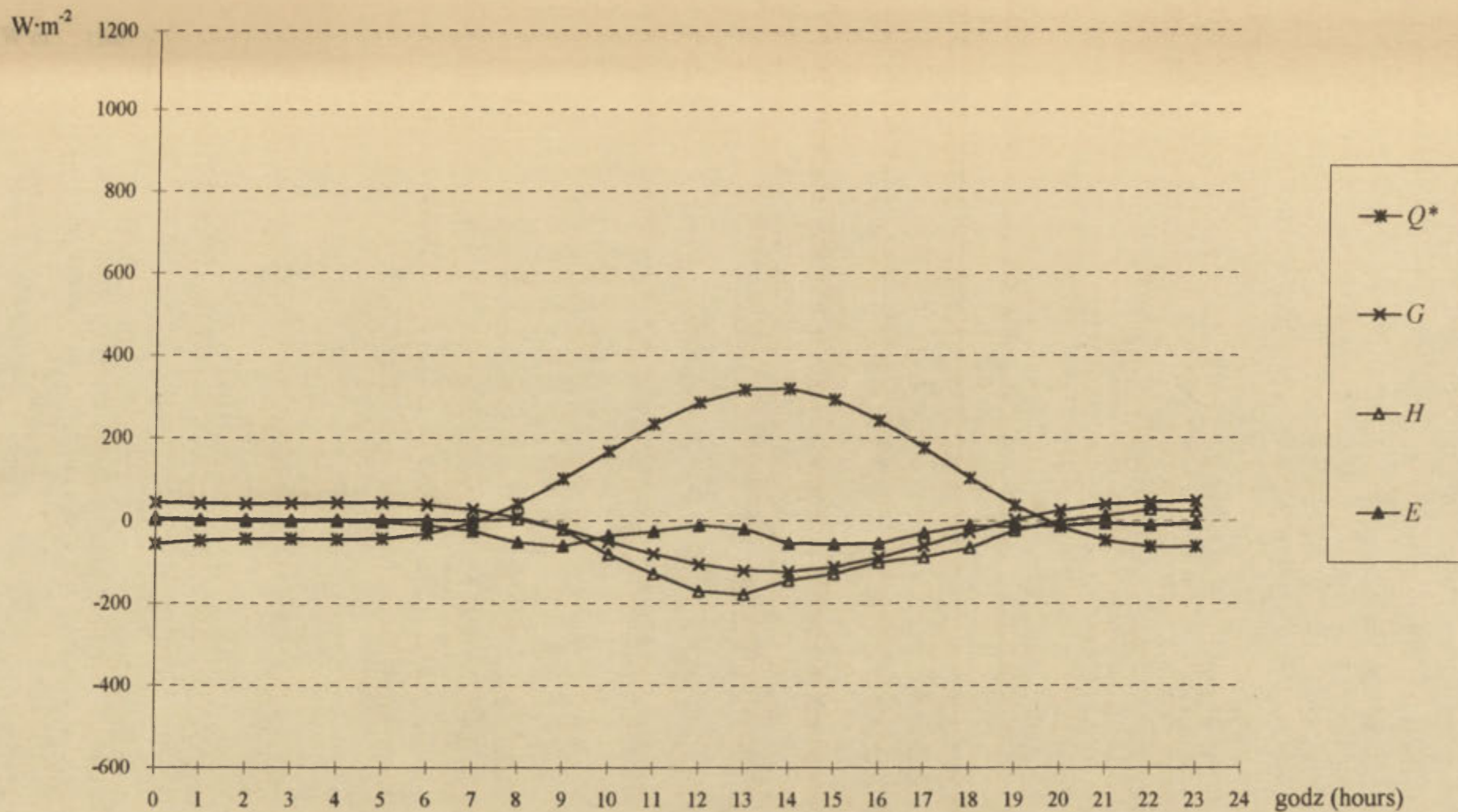




Ryc. 12. Przebieg dobowy składników bilansu energii w dniu 6 sierpnia 1995 r. w Grabianowie (ściernisko).
Daily variation of the energy balance components on 6 August 1995 at Grabianowo (stubble field).

Handwritten text, likely bleed-through from the reverse side of the page. It appears to be a list or index of items, possibly related to a collection or inventory.



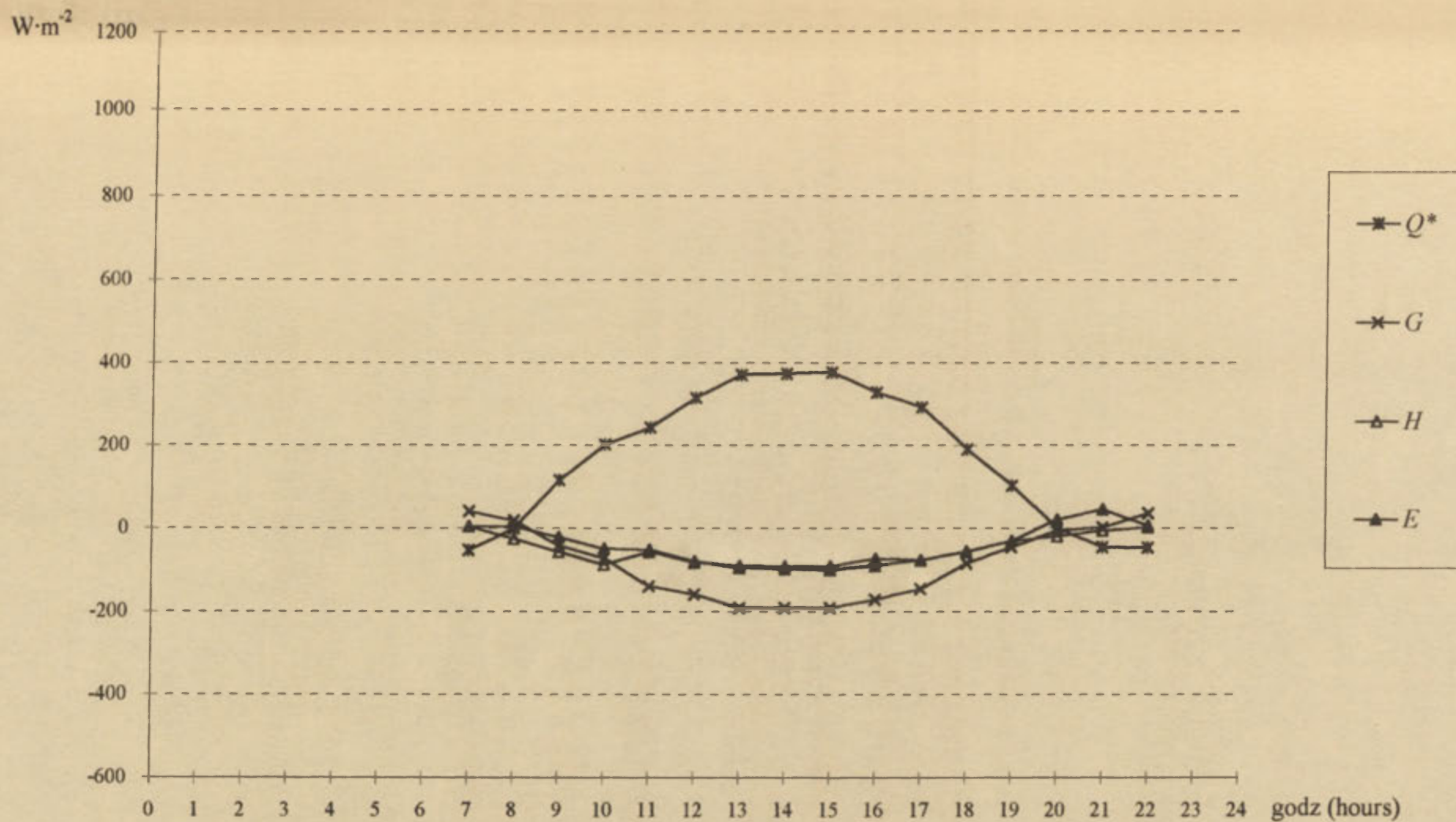


Ryc. 13. Przebieg dobowy składników bilansu energii w dniu 22 sierpnia 1989 r. w Alma-Ata (półpustynia).
Daily variation of the energy balance components on 22 August 1989 at Alma-Ata (semidesert).

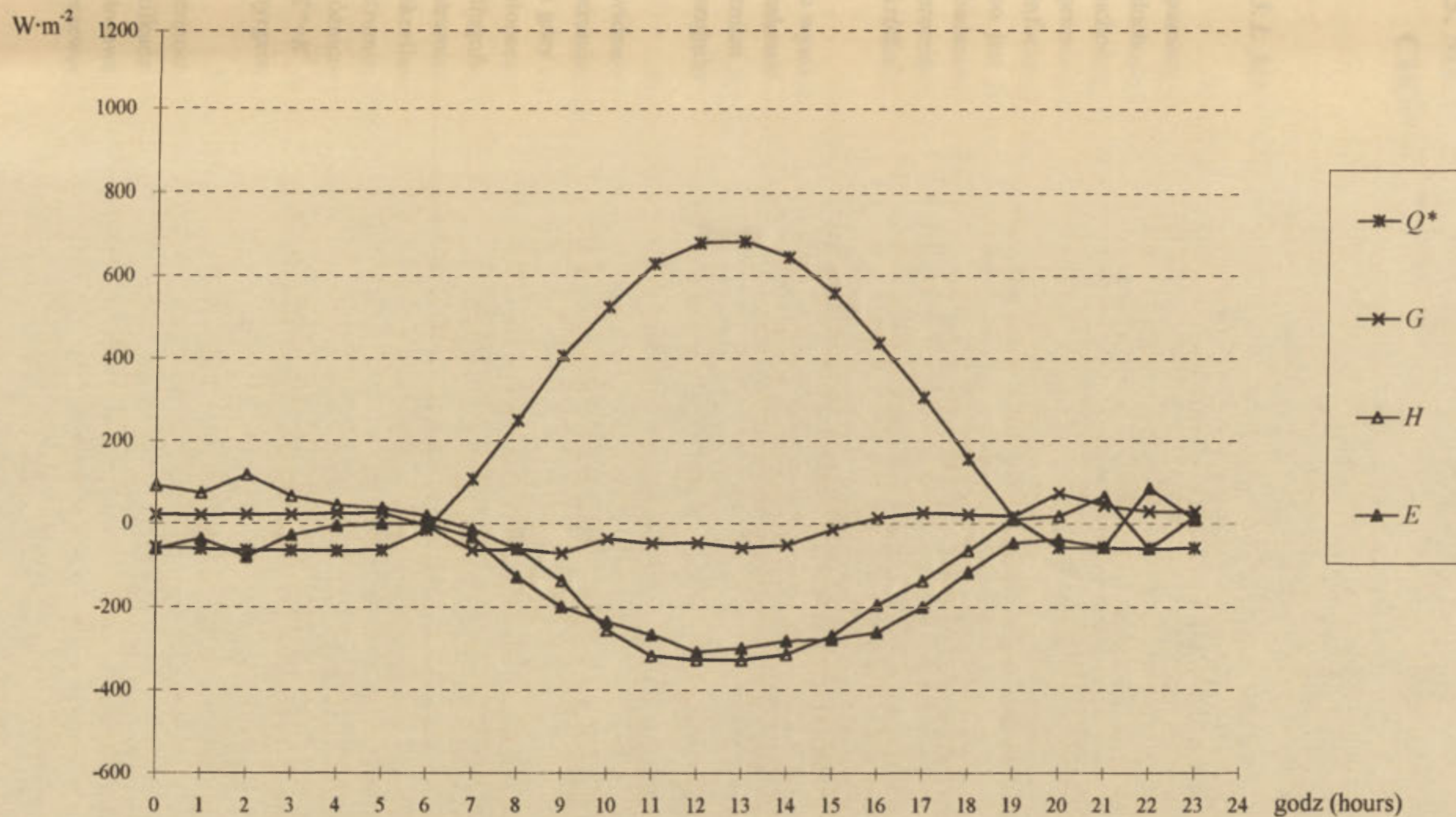
1. 2. 3. 4. 5. 6. 7. 8. 9. 10. 11. 12. 13. 14. 15. 16. 17. 18. 19. 20. 21. 22. 23. 24. 25. 26. 27. 28. 29. 30. 31. 32. 33. 34. 35. 36. 37. 38. 39. 40. 41. 42. 43. 44. 45. 46. 47. 48. 49. 50. 51. 52. 53. 54. 55. 56. 57. 58. 59. 60. 61. 62. 63. 64. 65. 66. 67. 68. 69. 70. 71. 72. 73. 74. 75. 76. 77. 78. 79. 80. 81. 82. 83. 84. 85. 86. 87. 88. 89. 90. 91. 92. 93. 94. 95. 96. 97. 98. 99. 100. 101. 102. 103. 104. 105. 106. 107. 108. 109. 110. 111. 112. 113. 114. 115. 116. 117. 118. 119. 120. 121. 122. 123. 124. 125. 126. 127. 128. 129. 130. 131. 132. 133. 134. 135. 136. 137. 138. 139. 140. 141. 142. 143. 144. 145. 146. 147. 148. 149. 150. 151. 152. 153. 154. 155. 156. 157. 158. 159. 160. 161. 162. 163. 164. 165. 166. 167. 168. 169. 170. 171. 172. 173. 174. 175. 176. 177. 178. 179. 180. 181. 182. 183. 184. 185. 186. 187. 188. 189. 190. 191. 192. 193. 194. 195. 196. 197. 198. 199. 200. 201. 202. 203. 204. 205. 206. 207. 208. 209. 210. 211. 212. 213. 214. 215. 216. 217. 218. 219. 220. 221. 222. 223. 224. 225. 226. 227. 228. 229. 230. 231. 232. 233. 234. 235. 236. 237. 238. 239. 240. 241. 242. 243. 244. 245. 246. 247. 248. 249. 250. 251. 252. 253. 254. 255. 256. 257. 258. 259. 260. 261. 262. 263. 264. 265. 266. 267. 268. 269. 270. 271. 272. 273. 274. 275. 276. 277. 278. 279. 280. 281. 282. 283. 284. 285. 286. 287. 288. 289. 290. 291. 292. 293. 294. 295. 296. 297. 298. 299. 300. 301. 302. 303. 304. 305. 306. 307. 308. 309. 310. 311. 312. 313. 314. 315. 316. 317. 318. 319. 320. 321. 322. 323. 324. 325. 326. 327. 328. 329. 330. 331. 332. 333. 334. 335. 336. 337. 338. 339. 340. 341. 342. 343. 344. 345. 346. 347. 348. 349. 350. 351. 352. 353. 354. 355. 356. 357. 358. 359. 360. 361. 362. 363. 364. 365. 366. 367. 368. 369. 370. 371. 372. 373. 374. 375. 376. 377. 378. 379. 380. 381. 382. 383. 384. 385. 386. 387. 388. 389. 390. 391. 392. 393. 394. 395. 396. 397. 398. 399. 400. 401. 402. 403. 404. 405. 406. 407. 408. 409. 410. 411. 412. 413. 414. 415. 416. 417. 418. 419. 420. 421. 422. 423. 424. 425. 426. 427. 428. 429. 430. 431. 432. 433. 434. 435. 436. 437. 438. 439. 440. 441. 442. 443. 444. 445. 446. 447. 448. 449. 450. 451. 452. 453. 454. 455. 456. 457. 458. 459. 460. 461. 462. 463. 464. 465. 466. 467. 468. 469. 470. 471. 472. 473. 474. 475. 476. 477. 478. 479. 480. 481. 482. 483. 484. 485. 486. 487. 488. 489. 490. 491. 492. 493. 494. 495. 496. 497. 498. 499. 500. 501. 502. 503. 504. 505. 506. 507. 508. 509. 510. 511. 512. 513. 514. 515. 516. 517. 518. 519. 520. 521. 522. 523. 524. 525. 526. 527. 528. 529. 530. 531. 532. 533. 534. 535. 536. 537. 538. 539. 540. 541. 542. 543. 544. 545. 546. 547. 548. 549. 550. 551. 552. 553. 554. 555. 556. 557. 558. 559. 560. 561. 562. 563. 564. 565. 566. 567. 568. 569. 570. 571. 572. 573. 574. 575. 576. 577. 578. 579. 580. 581. 582. 583. 584. 585. 586. 587. 588. 589. 590. 591. 592. 593. 594. 595. 596. 597. 598. 599. 600. 601. 602. 603. 604. 605. 606. 607. 608. 609. 610. 611. 612. 613. 614. 615. 616. 617. 618. 619. 620. 621. 622. 623. 624. 625. 626. 627. 628. 629. 630. 631. 632. 633. 634. 635. 636. 637. 638. 639. 640. 641. 642. 643. 644. 645. 646. 647. 648. 649. 650. 651. 652. 653. 654. 655. 656. 657. 658. 659. 660. 661. 662. 663. 664. 665. 666. 667. 668. 669. 670. 671. 672. 673. 674. 675. 676. 677. 678. 679. 680. 681. 682. 683. 684. 685. 686. 687. 688. 689. 690. 691. 692. 693. 694. 695. 696. 697. 698. 699. 700. 701. 702. 703. 704. 705. 706. 707. 708. 709. 710. 711. 712. 713. 714. 715. 716. 717. 718. 719. 720. 721. 722. 723. 724. 725. 726. 727. 728. 729. 730. 731. 732. 733. 734. 735. 736. 737. 738. 739. 740. 741. 742. 743. 744. 745. 746. 747. 748. 749. 750. 751. 752. 753. 754. 755. 756. 757. 758. 759. 760. 761. 762. 763. 764. 765. 766. 767. 768. 769. 770. 771. 772. 773. 774. 775. 776. 777. 778. 779. 780. 781. 782. 783. 784. 785. 786. 787. 788. 789. 790. 791. 792. 793. 794. 795. 796. 797. 798. 799. 800. 801. 802. 803. 804. 805. 806. 807. 808. 809. 810. 811. 812. 813. 814. 815. 816. 817. 818. 819. 820. 821. 822. 823. 824. 825. 826. 827. 828. 829. 830. 831. 832. 833. 834. 835. 836. 837. 838. 839. 840. 841. 842. 843. 844. 845. 846. 847. 848. 849. 850. 851. 852. 853. 854. 855. 856. 857. 858. 859. 860. 861. 862. 863. 864. 865. 866. 867. 868. 869. 870. 871. 872. 873. 874. 875. 876. 877. 878. 879. 880. 881. 882. 883. 884. 885. 886. 887. 888. 889. 890. 891. 892. 893. 894. 895. 896. 897. 898. 899. 900. 901. 902. 903. 904. 905. 906. 907. 908. 909. 910. 911. 912. 913. 914. 915. 916. 917. 918. 919. 920. 921. 922. 923. 924. 925. 926. 927. 928. 929. 930. 931. 932. 933. 934. 935. 936. 937. 938. 939. 940. 941. 942. 943. 944. 945. 946. 947. 948. 949. 950. 951. 952. 953. 954. 955. 956. 957. 958. 959. 960. 961. 962. 963. 964. 965. 966. 967. 968. 969. 970. 971. 972. 973. 974. 975. 976. 977. 978. 979. 980. 981. 982. 983. 984. 985. 986. 987. 988. 989. 990. 991. 992. 993. 994. 995. 996. 997. 998. 999. 1000.

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
| 1 | 1 | 1 | 1 | 1 |





Ryc. 14. Przebieg dobowy składników bilansu energii w dniu 19 sierpnia 1989 r. w Gyzhden (czarny ugór).
Daily variation of the energy balance components on 19 August 1989 at Gyzhden (bare soil).



Ryc. 15. Przebieg dobowy składników bilansu energii w dniu 10 sierpnia 1972 r. w Cedar-River (las).

Daily variation of the energy balance components on 10 August 1972 at Cedar-River (forest).

2. The value of the function $f(x)$ is given by the following table:
 (The table is not clearly legible, but appears to contain numerical data for x and $f(x)$)

The function $f(x)$ is defined on the interval $[0, 1]$. The values of $f(x)$ are given in the table below.



3. METODY WYZNACZANIA SKŁADNIKÓW BILANSU CIEPLNEGO POWIERZCHNI CZYNNEJ

Janusz Paszyński Krystyna Miara Józef Skoczek

3.1. METODY WYZNACZANIA STRUMIENI RADIACYJNYCH

Strumienie promieniowania dają się stosunkowo łatwo i dokładnie wyznaczyć za pomocą bezpośrednich pomiarów. Można zmierzyć odrębnie każdy ze strumieni radiacyjnych dochodzących do powierzchni granicznej między atmosferą a jej podłożem, bądź też od niej uchodzących. Można również zmierzyć wprost ich sumę algebraiczną, stanowiącą saldo promieniowania Q^* . Znajomość samego tylko strumienia Q^* dostarcza jednak znacznie mniej informacji na temat wpływu podłoża na strukturę bilansu cieplnego powierzchni granicznej, co jest jednym z głównych zadań w badaniach topoklimatologicznych. Dlatego w takich badaniach należy dążyć do uzyskania wartości chwilowych poszczególnych strumieni promieniowania, odrębnie dochodzących i uchodzących, i to osobno dla zakresu krótkofalowego i długofalowego.

Wszystkie strumienie promieniowania mierzy się za pomocą czujników termicznych, o wysokiej zdolności absorpcyjnej, pochłaniających całe promieniowanie w badanym zakresie widmowym. Wyznaczenie strumieni promieniowania sprowadza się do pomiaru zmian temperatury wskutek pochłaniania i emitowania promieniowania przez powierzchnię czujnika.

Przyrządy służące do pomiarów promieniowania noszą – bez względu na jego zakres widmowy – ogólną nazwę radiometrów [Raschke 1978]. Natomiast przyrządy, mierzące strumienie promieniowania wyłącznie w zakresie krótkofalowym z kąta bryłowego 2π , czy to z góry czy też z dołu, nazywają się pyranometrami, a ponieważ chodzi tu o promieniowanie słoneczne, określa się je czasami nazwą solaryometrów. Do pomiarów promieniowania długofalowego, a więc pochodzenia ziemskiego, używa się pyrgeometrów. Przyrząd mierzący strumień promieniowania w całym zakresie widmowym, to znaczy $Q^\downarrow = K^\downarrow + L^\downarrow$ lub $Q^\uparrow = K^\uparrow + L^\uparrow$ określany jest terminem pyrradiometr. Różnicę między dochodzącymi i uchodzącymi strumieniami promieniowania $Q^* = Q^\downarrow - Q^\uparrow$ mierzy się za pomocą pyrradiometrów różnicowych, zwanych także bilansomierzami (*net radiometer*). Przyrządy mierzące $K^* = K^\downarrow - K^\uparrow$ są nazywane pyranometrami różnicowymi, zaś mierzące $L^* = L^\downarrow - L^\uparrow$ – pyrgeometrami różnicowymi.

Większość przyrządów używanych do pomiarów promieniowania – to przyrządy termoelektryczne, w których czujnikiem jest termostos, będący zespołem kilkunastu lub kilkudziesięciu połączonych szeregowo termopar (termoelementów). Wymagają one stosowania odpowiednich mierników. Do połączenia czujnika z miernikiem używa się przewodów ekranowanych o długości nie przekraczającej kilkunastu metrów.

3.1.1. PROMIENIOWANIE KRÓTKOFALOWE

3.1.1.1. PROMIENIOWANIE SŁONECZNE CAŁKOWITE

Do pomiarów promieniowania całkowitego K^{\downarrow} służą pyranometry, których zasadniczą część stanowi termostos. Padające na powierzchnię czujnika promieniowanie słoneczne jest przez nią pochłaniane, wskutek czego powstaje różnica temperatury między spojeniami czynnymi (wystawionymi na działanie promieniowania) i spojeniami biernymi. Różnica temperatury powoduje powstawanie siły elektromotorycznej, proporcjonalnej do natężenia promieniowania padającego na czujnik. Połączenia czynne mają temperaturę powierzchni pochłaniającej promieniowanie, zaś połączenia biernie – stałą temperaturę, najczęściej równą temperaturze otaczającego powietrza. Ciepło jest przewodzone do połączeń biernych, mających temperaturę bądź to umieszczonej we wnętrzu przyrządu „masy termicznej” o dużej pojemności cieplnej, bądź też – części powierzchni również wystawionych na promieniowanie, lecz pobielonych – a przez to niemal całkowicie odbijających promieniowanie słoneczne. Do pierwszego rodzaju przyrządów z „masą termiczną” należy pyranometr Molla-Gorczyńskiego, do drugiego zaś rodzaju – pyranometr Janiszewskiego z czujnikiem w postaci czarno-białej szachownicy oraz pyranometr gwiazdzisty (*Sternpyranometer*) [Dirmhirn 1958].

Przed stratami ciepła wskutek konwekcji oraz przed promieniowaniem w zakresie długofalowym czujnik jest chroniony przez kopułkę szklaną, przepuszczającą jedynie promieniowanie krótkofalowe w zakresie od około 0,3 do około 3 μm , a odcinającą promieniowanie długofalowe. Szczelna kopułka stanowi też osłonę przyrządu przed wilgocią, a przede wszystkim przed osadzaniem się rosy [Drummond 1965]. Niektóre typy pyranometrów, jak na przykład produkowane przez firmę Kipp & Zonen, wyposażone są w dwie kopułki: zewnętrzną i wewnętrzną. Ma to na celu zmniejszenie ewentualnego oddziaływania wymiany radiacyjnej w zakresie długofalowym między szkłem a powierzchnią czujnika [Oliver i Wright 1990].

Zastosowanie w pyranometrach stałego zewnętrznego nadmuchu powietrza o temperaturze otoczenia zapobiega tworzeniu się osadów rosy czy szronu na kopułce oraz przeciwdziała ogrzewaniu się lub ochładzaniu samej kopułki.

Wszystkie pyranometry, stosowane w badaniach terenowych, wymagają stosunkowo częstego wzorcowania w celu wyznaczenia aktualnego współczynnika przejścia (kalibracji) z jednostek elektrycznych (napięcia) na jednostki energetyczne (gęstość strumienia promieniowania) [$\text{W}\cdot\text{m}^{-2}/\text{mV}$]. Zasadniczo należy wzorcować cały układ pomiarowy, a więc czujnik wraz ze stosowanym miernikiem i z przewodami łączącymi.

Wzorcowanie przeprowadza się na ogół metodą „słońce – cień” przez porównanie wskazań pyranometru z jednoczesnymi wskazaniem pyrheliometru, to jest przyrządu mierzącego natężenie bezpośredniego promieniowania słonecznego padającego na powierzchnię prostopadłą. Wzorcowanie takie powinno się przeprowadzać w warunkach

możliwie dużej stabilności obu strumieni promieniowania całkowitego, a więc najlepiej przy zupełnie bezchmurnym niebie.

Wspomniane wyżej pyranometry mają czułość rzędu kilkunastu lub kilkudziesięciu $\text{mV}/1000 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$. Wskazania ich zależą m. in. od temperatury przyrządu, dlatego wzorcowanie przeprowadza się w różnych warunkach termicznych. Na ogół zmiana czułości przyrządu (współczynnik temperaturowy) wynosi około $-0,2 \text{ \%/deg}$.

Przybliżone wartości strumienia K^\downarrow – jak również jego obu składników S i D – można wyznaczyć także za pomocą metod pośrednich, obliczeniowych. Bierze się wtedy pod uwagę wszystkie czynniki, które modyfikują lokalnie ilości dochodzącego do powierzchni czynnej promieniowania słonecznego [Riblet 1970; Kunz 1983]. Chodzi tu jednak raczej o sumy dobowe K^\downarrow – niż o jego wartości chwilowe. W kartowaniu topoklimatycznym metody te są często stosowane [Davies i in. 1975; Garnier i Ohmura 1970].

3.1.1.2. PROMIENIOWANIE SŁONECZNE BEZPOŚREDNIE

Pomiary natężenia bezpośredniego promieniowania słonecznego na powierzchnię prostopadłą do wiązki tego promieniowania S' mają w topoklimatologii istotne znaczenie ze względu na możliwość określenia na ich podstawie ekstynkcji atmosferycznej jako wskaźnika zanieczyszczenia i zapylenia powietrza na obszarach zurbanizowanych i uprzemysłowionych. Do pomiarów strumienia S' służą przyrządy zwane pyrhelimetrami lub aktynometrami. Różnica między nimi polega na tym, że pyrhelimetr jest przyrządem bezwzględny, podczas gdy aktynometr jest przyrządem względnym, a jego współczynnik przejścia wyznaczyć trzeba przez porównanie z pyrhelimetrem. W badaniach terenowych używa się najczęściej przyrządów przenośnych, stosunkowo prostych i łatwych w obsłudze, takich jak na przykład aktynometr pancerny typu Linke-Feussnera lub aktynometr Janiszewskiego.

W pyrhelimetrze czujnik umieszczony jest na końcu tubusa tak, że dochodzi do niego tylko promieniowanie bezpośrednie od tarczy słonecznej wraz z częścią rozproszonego promieniowania okołosłonecznego. Ponieważ to promieniowanie okołosłoneczne jest stosunkowo silne, duże znaczenie ma kąt bryłowy, z którego dochodzi ono do czujnika. Dlatego jednoczesne pomiary prowadzone w różnych miejscach, na przykład w mieście i poza nim, powinny być zawsze wykonywane przyrządami tego samego typu, aby uzyskane wyniki były porównywalne.

Do wyznaczenia zmgętnienia atmosfery i roli, jaką odgrywają w nim poszczególne czynniki (rozpraszanie, pochłanianie przez parę wodną, itd.), konieczne jest wykonywanie pomiarów natężenia S' w różnych zakresach widmowych. Do tego celu stosuje się odpowiednie filtry szklane: żółty OG 1, czerwony RG 2 oraz ciemnoczerwony RG 8. Filtry te odcinają całkowicie promieniowanie słoneczne w zakresie fal krótszych od $0,52 \mu\text{m}$ (OG 1), od $0,62 \mu\text{m}$ (RG 2) i od $0,70 \mu\text{m}$ (RG 8). Dla długości fali większych od podanych, filtry te są przepuszczalne co najmniej w 90 %. Odnaczają się one stosunkowo ostrą granicą między

zakresem przepuszczalnym i nieprzepuszczalnym, ich przepuszczalność zmienia się bowiem od 0 % do ponad 90 % w bardzo wąskim przedziale długości fali, o szerokości nie przekraczającej 0,03 μm .

Zmierzone wartości promieniowania bezpośredniego w zakresach widmowych, określonych przepuszczalnością wspomnianych filtrów, zredukowane do określonej masy optycznej atmosfery, służą do wyznaczenia wskaźników zmętnienia, wyrażających udział poszczególnych czynników – w tym także zanieczyszczenia powietrza – w ekstynkcji atmosferycznej [Foitzik i Hinzpeter 1958].

Względne wartości strumieni S' czy też S , otrzymywanych przez różnie nachylone i różnie wystawione zbocza, obliczyć można biorąc pod uwagę azymut i wysokość Słońca [Garnier i Ohmura 1970; Fuggle 1970].

3.1.1.3. PROMIENIOWANIE SŁONECZNE ROZPROSZONE

Promieniowanie rozproszone D mierzy się również pyranometrem, odcinając promieniowanie bezpośrednie S' za pomocą ekranu zacieniającego w postaci krążka lub pierścienia. Nachylenie pierścienia trzeba jednak codziennie korygować zgodnie ze zmieniającą się deklinacją Słońca. Używanie pierścienia zamiast okrągłego ekranu nie jest wskazane w badaniach terenowych. Pierścień powoduje zasłonięcie części sklepienia nieba i zmniejszenie strumienia D ; wymaga to wprowadzenia pewnych poprawek, dochodzących w porze letniej nawet do około 10 % zmierzonej w ten sposób dziennej sumy K^* [Sonntag 1975].

3.1.1.4. PROMIENIOWANIE SŁONECZNE ODBITE

Strumień K^\uparrow mierzy się za pomocą pyranometru, odwróconego ku dołowi. Sprawą dość ważną jest przy tym wysokość, na której umieszczony jest przyrząd. Chodzi bowiem o to, by wyniki pomiarów stanowiły wartość reprezentatywną dla danego rodzaju powierzchni czynnej. Im większa jest niejednorodność powierzchni, tym bardziej trzeba się od niej odsunąć, tak by pyranometr „widział” wystarczająco duży jej fragment. Dla niskiej roślinności lub dla gleby nieporośniętej wystarcza na ogół wysokość 1,5 m. Szczególne trudności występują przy pomiarach promieniowania odbitego od powierzchni mającej bardzo niejednorodny charakter, na przykład od górnej powierzchni lasu. W tym przypadku strumień K^\uparrow , a przez to i albedo α , ulegać mogą dość dużym wahaniom na stosunkowo niewielkich odległościach rzędu kilkunastu czy nawet kilku metrów. W związku z tym należy zawsze dążyć do wyznaczenia średnich wartości strumienia K^\uparrow reprezentujących większy obszar. Takie wartości można uzyskać bądź to wykonując pomiary na znacznej wysokości (na przykład z samolotu lub śmigłowca), bądź też – uśredniając wartości uzyskane w kilku różnych miejscach. Niedogodnością pierwszego z wymienionych sposobów jest możliwość zniekształcenia uzyskanych wyników wskutek zmiany strumienia K^\uparrow przy jego przechodzeniu przez warstwę powietrza między powierzchnią czynną a poziomem, na którym wykonywane są pomiary. W niektórych przypadkach spowodowany tym błąd może mieć istotne znaczenie,

szczególnie przy dużym zmeźnieniu dolnych warstw atmosfery. Podobnego rodzaju trudności występują przy określaniu strumienia K^\uparrow odbitego od powierzchni zabudowanych, a więc w warunkach topoklimatu miejskiego.

Wyniki pomiarów strumienia K^\uparrow i K^\downarrow pozwalają określić nie tylko ilość promieniowania słonecznego pochłoniętego przez powierzchnię czynną, ale także umożliwiają wyznaczenie albedo tej powierzchni. Dlatego też pyranometr zwrócony ku dołowi i mierzący strumień K^\uparrow czasami bywa nazywany albedometrem. Jest to nazwa błędna, ponieważ przez albedometr należy rozumieć zestaw dwóch pyranometrów, ustawionych jeden ku górze a drugi ku dołowi i połączonych elektrycznie w ten sposób, że ich wskazania dają wprost stosunek $K^\uparrow/K^\downarrow = \alpha$. Trzeba jednak podkreślić, że korzystniej jest mierzyć osobno strumienie K^\uparrow i K^\downarrow niż samą tylko ich różnicę lub ich stosunek. Bezpośredni pomiar promieniowania pochłoniętego $\bar{K} = K^\downarrow - K^\uparrow$, czy też α wymaga bowiem połączenia dwóch czujników o jednakowych parametrach, a przede wszystkim o jednakowej czułości, która jednak ulega pewnym zmianom z upływem czasu. Ponadto, przy małych wysokościach Słońca, to jest wkrótce po wschodzie lub krótko przed zachodem Słońca, kiedy zarówno strumień K^\uparrow jak i strumień K^\downarrow przyjmują bardzo małe wartości, ich błąd względny jest tak duży, że bezpośredni pomiar α staje się bardzo niepewny.

3.1.2. PROMIENIOWANIE DŁUGOFALOWE

Wyznaczenie wartości chwilowych strumieni promieniowania długofalowego L^\uparrow , L^\downarrow i L^* sprawia więcej trudności, niż promieniowania krótkofalowego. Przyczyną tego jest fakt, że w godzinach dziennych oba rodzaje promieniowania (krótkofalowe i długofalowe) występują jednocześnie, a oddzielenie ich nie jest rzeczą łatwą.

Dawniejsze typy pyrgeometrów (na przykład pyrgeometr Angströma) umożliwiały pomiar promieniowania długofalowego, a przede wszystkim strumienia L^\downarrow , tylko w nocy. Obecnie przyrządem pozwalającym zmierzyć samo promieniowanie długofalowe jest pyrgeometr, którego czujnik w postaci termostosu wyposażony jest w silikonową kopułkę (KRS-5). Po wewnętrznej stronie tej kopułki nałożony jest filtr interferencyjny, przepuszczający promieniowanie tylko w zakresie od około 3,5 μm do około 50 μm . Niedogodnością takiego pyrgeometru jest konieczność stosowania kopulek silikonowych o znacznej grubości, co powoduje w ciągu dnia ich nagrzewanie się od pochłoniętego promieniowania słonecznego [Drummond i in. 1970]. Wskutek korozji następuje stosunkowo szybkie starzenie się ekranów z KRS-5, powodujące zmiany ich charakterystyki optycznej.

Dlatego strumienie promieniowania długofalowego wyznacza się zazwyczaj jako różnice między promieniowaniem w pełnym zakresie widmowym a promieniowaniem krótkofalowym, to znaczy $L^\uparrow = Q^\uparrow - K^\uparrow$ oraz $L^\downarrow = Q^\downarrow - K^\downarrow$. Postępowanie takie wymaga oczywiście jednoczesnego pomiaru strumieni Q^\uparrow i K^\uparrow lub Q^\downarrow i K^\downarrow .

Przyrządy służące do pomiaru promieniowania w pełnym zakresie widmowym, to jest krótkofalowym i długofalowym łącznie, a więc strumieni Q^\uparrow i Q^\downarrow , noszą nazwę

pyrradiometrów. Ściśle rzecz biorąc przyrządami tymi mierzy się różnicę między promieniowaniem dochodzącym do powierzchni czujnika a promieniowaniem własnym tej powierzchni $L_p = \varepsilon_p \cdot \sigma \cdot T_p^4$. Zdolność emisyjna ε_p powierzchni czujnika jest bardzo wysoka [Lowry i Gay 1970]. Temperaturę powierzchni czujnika T_p mierzy się za pomocą termometru oporowego lub termopary. W ostateczności można przyjąć, że temperatura przyrządu jest równa temperaturze otaczającego powietrza na danej wysokości. Promieniowanie własne z powierzchni czujnika L_p jest stosunkowo duże, tego samego rzędu wielkości co i mierzone strumienie Q^\uparrow i Q^\downarrow . Tak więc w celu wyznaczenia wartości strumieni Q^\uparrow i Q^\downarrow trzeba zawsze do wskazań przyrządu dodać promieniowanie L_p .

Zasada działania pyrradiometru jest taka sama jak i pyranometru – także w tym przypadku czujnikiem jest poczerniona powierzchnia termostosu. Istotna różnica polega na zastąpieniu kopułki szklanej osłoną przepuszczalną również dla promieniowania długofalowego, jak to ma miejsce na przykład w pyrradietrze Sonntaga czy w bilansomierzu Schulzego. Innym rozwiązaniem jest pozostawienie powierzchni czujnika bez przezroczystej osłony; wymaga to jednak zabezpieczenia go w inny sposób przed oddziaływaniem czynników atmosferycznych, a przede wszystkim – przed wpływem konwekcji.

Jako materiału do sporządzania ekranów przepuszczalnych w pełnym zakresie widma używa się najczęściej błony polietylenowej. Polietylen odznacza się dobrą przepuszczalnością w szerokim zakresie od około $0,3 \mu\text{m}$ do kilkudziesięciu μm , z tym jednak że przepuszcza on nieco ponad 90 % promieniowania krótkofalowego, a tylko około 80 % promieniowania długofalowego – reszta jest bądź pochłaniana bądź odbijana. Ponadto polietylen charakteryzuje się także wąskimi pasmami pochłaniania w okolicach $\lambda = 3,5 \mu\text{m}$, $7 \mu\text{m}$ i $14 \mu\text{m}$ [Schulze 1961]. Wpływ pochłaniania w tych pasmach można znacznie ograniczyć, stosując bardzo cienkie błony o grubości na przykład $0,1 \text{ mm}$. Tak cienka kopułka nie jest jednak wystarczająco sztywna i wymaga stosowania wewnętrznego nadciśnienia, aby utrzymać właściwy jej półsferyczny kształt. Wewnętrzny nadmuch kopułki ma zresztą podwójne zadanie: przeciwdziała jej zapadaniu się i osusza jej wnętrze; do tego celu stosuje się azot (z butli) lub suche powietrze.

Kopułki polietylenowe są znacznie mniej trwałe niż szklane. Ich mętnienie z upływem czasu powoduje konieczność częstej wymiany. Szczególnie ważne jest usuwanie z nich wody w postaci kropelek deszczu czy rosy. Nawet bardzo cienka warstewka wody staje się nieprzepuszczalną przeszkodą dla promieniowania długofalowego, niemal całkowicie je pochłaniając i uniemożliwiając przez to uzyskanie wiarygodnych wyników pomiarów. Najskuteczniej przeciwdziała się temu stosując zewnętrzny nadmuch – niezależnie od wentylacji wewnętrznej – jak to ma miejsce na przykład w pyrradietrze Sonntaga. Istnieje jednak możliwość wprowadzenia pewnych zakłóceń, jeżeli nadmuchiwanie powietrza ma inną temperaturę, niż temperatura przyrządu [Fritschen i Simpson 1989]. Zewnętrzna wentylacja również chroni kopułkę polietylenową przed zbytnim nagrzewaniem się w ciągu dnia i nadmiernym ochładzaniem się w nocy. Różnice między temperaturą kopułki a temperaturą

poczernionej powierzchni czujnika są źródłem dodatkowej wymiany radiacyjnej między nimi, co ma wpływ na wartości strumieni Q czy L .

Do pokrywania powierzchni czujnika w pyrradiometrach używa się czerni, charakteryzującej się stosunkowo wysoką zdolnością pochłaniania, możliwie jednakową w zakresie widmowym od około $0,3 \mu\text{m}$ aż do kilkudziesięciu μm . Zdolność absorpcyjna stosowanych czerni wynosi w zakresie krótkofalowym około 0,98, w zakresie długofalowym jest nieco mniejsza.

Te niejednakowe właściwości optyczne - zarówno osłon polietylenowych jak i czerni - w stosunku do promieniowania krótkofalowego i długofalowego powodują niejednakową czułość pyrradiometru dla tych dwóch zakresów widmowych. Wymaga to wyznaczania współczynników przejścia odrębnie dla promieniowania krótkofalowego (k_K) i długofalowego (k_L). Ponieważ polietylen przepuszcza mniej promieniowania w zakresie długofalowym niż krótkofalowym, wobec tego $k_L > k_K$. Wzorcowanie w zakresie krótkofalowym metodą „słońce - cień” nie różni się od wzorcowania pyranometrów. Natomiast wzorcowanie w zakresie długofalowym musi odbywać się przy braku strumienia K^\downarrow . Wymaga to specjalnego urządzenia (sztucznego nieba), emitującego promieniowanie z półkuli (hemisfery). W badaniach terenowych, do wyznaczenia współczynnika przejścia pyrradiometru w zakresie długofalowym zaleca się stosowanie metody pośredniej, polegającej na porównaniu ze wskazaniami innego pyrradiometru lub pyrgeometru wzorcowego o znanym współczynniku przejścia [Matejka 1974].

Dla pory nocnej stosuje się współczynnik przejścia k_L , uzyskany dla zakresu długofalowego; dla pory dziennej powinno się zasadniczo uwzględnić niejednakową wartość współczynników k_K i k_L . Wówczas strumienie L^\downarrow i L^\uparrow wyznacza się - znając jednocześnie wartości strumieni K^\downarrow i K^\uparrow , oraz odpowiednie wartości k_K i k_L dla każdego z czujników: górnego i dolnego - jako:

$$L^\downarrow = n^\downarrow \cdot k_L - K^\downarrow \cdot \frac{k_L}{k_K} + \varepsilon_p \cdot \sigma \cdot T_p^4 \quad \text{i} \quad 3.1.$$

$$L^\uparrow = n^\uparrow \cdot k_L - K^\uparrow \cdot \frac{k_L}{k_K} + \varepsilon_p \cdot \sigma \cdot T_p^4 \quad 3.2.$$

gdzie n^\downarrow oznacza wskazania czujnika rejestrującego promieniowanie z góry, a n^\uparrow - z dołu [Sonntag 1975; Wörner 1958]. Jeżeli różnica między k_K a k_L nie jest zbyt duża (rzędu najwyżej kilku procent), można przyjąć jeden tylko współczynnik przejścia k dla całego zakresu promieniowania, stanowiący średnią wartość $k = (k_K + k_L)/2$.

3.1.3. SALDO PROMIENIOWANIA

Saldo promieniowania wyznaczyć można jako sumę algebraiczną wszystkich zmierzonych strumieni radiacyjnych:

$$Q^* = Q^\downarrow - Q^\uparrow = K^\downarrow + L^\downarrow - (K^\uparrow + L^\uparrow) = K^* + L^* \quad 3.3.$$

Czasami wystarcza ogólne określenie ilości energii promieniowania pochłoniętego przez powierzchnię czynną Q^* i nie jest konieczna znajomość poszczególnych strumieni radiacyjnych w każdym z obu zakresów widmowych. Przyrządy służące do bezpośredniego wyznaczania strumienia Q^* nazywają się pyrradiometrami różnicowymi (*net radiometer*) lub bilansomierzami. Mają one dwie powierzchnie pochłaniające promieniowanie, z których jedna zwrócona jest ku górze, a druga – ku dołowi. Wskutek niejednakowej wartości strumieni Q^\downarrow i Q^\uparrow , dochodzących do obu powierzchni, górnej i dolnej, powstaje między nimi różnica temperatur, proporcjonalna do różnicy $Q^\downarrow - Q^\uparrow = Q^*$. Biorąc pod uwagę sposób wyeliminowania wpływu ruchu powietrza (wiatru i prądów konwekcyjnych) na wskazania przyrządu, wśród pyrradiometrów różnicowych wyróżnia się kilka ich rodzajów. Są to:

- a/ przyrządy z osłonami polietylenowymi,
- b/ przyrządy z wentylacją (nadmuchem),
- c/ przyrządy bez eliminowania wpływu wiatru.

Do pierwszej grupy należą pyrradiometry różnicowe np. Funka, Fritschena i inne [Fritschen i Gay 1979; Tanner i in. 1960].]. Małe pyrradiometry różnicowe o wystarczającej jednak czułości (na przykład firmy Schenk) doskonale nadają się do badań terenowych typu ekspedycyjnego. Natomiast bilansomierz Schulzego nie jest właściwie pyrradiometrem różnicowym, lecz przyrządem składającym się z dwóch odrębnych pyrradiometrów.

Do wad takich pyrradiometrów różnicowych wyposażonych w kopułki polietylenowe należy zależność ich czułości od długości fali, niezbyt dobra stabilność współczynnika przejścia, a także – różnica między temperaturą czujnika a temperaturą otaczającego powietrza [Halldin 1991]. Wady te częściowo usuwa się stosując cieńsze osłony lupolenowe oraz sztuczną wentylację zewnętrzną, a także półprzewodniki zamiast termostosu [Jegade 1997]. Znany jest też bilansomierz z podwójną kopułką polietylenową – model Q-7, produkcji Campbell Scientific, Inc., USA; jego czułość jest rzędu $10 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2} / \text{mV}$.

Przyrządy pozbawione osłon przepuszczalnych dla promieniowania, lecz wyposażone w stały nadmuch, znajdują na ogół małe zastosowanie w badaniach topoklimatologicznych o charakterze ekspedycyjnym.

Do niedawna dość często używany był bilansomierz Janiszewskiego, nie mający żadnego urządzenia, które eliminowałoby wpływ konwekcji na wskazania przyrządu. Jest to przyrząd stosunkowo mało precyzyjny, wymagający przy tym jednoczesnego pomiaru prędkości wiatru na tej samej wysokości, ponieważ jego współczynnik kalibracji zmienia się wraz z prędkością wiatru. Z tego powodu zachodzi konieczność wielokrotnego powtarzania odczytów. Jak wynika z naszych doświadczeń, do wyznaczenia średniej wartości strumienia Q^* za okres 10 minut przy pogodzie słonecznej o silnie rozwiniętej turbulencji trzeba wykonać co najmniej 60 odczytów; w nocy wystarcza ich mniej. Z tych względów przyrząd ten daje wyniki obarczone dość dużym błędem.

Wzorcowanie pyrradiometrów różnicowych jest trudniejsze niż pyrradiometrów jednokierunkowych, ponieważ wymaga dwóch źródeł promieniowania o różnej temperaturze.

Bezpośredni pomiar strumienia Q^* za pomocą pyrrometru różnicowego ma tę zaletę, że nie wymaga znajomości zdolności emisyjnej ε_p , ani temperatury T_p czujników. Zakłada się bowiem, że obie te wielkości są jednakowe dla obu powierzchni: górnej i dolnej; wobec tego składnik $L_p = \varepsilon_p \cdot \sigma \cdot T_p^4$ może być pominięty w obliczeniach strumienia Q^* . Błąd względny, z jakim wyznacza się w ten sposób strumień Q^* ocenić można jako $\pm 10\%$ [Funk 1959]; błąd ten może być oczywiście znacznie większy w okresach, kiedy strumień Q^* zmienia swój znak, to jest około wschodu i zachodu Słońca.

Bezpośredni pomiar strumienia Q^* – zamiast poszczególnych składających się nań strumieni radiacyjnych – traktować trzeba jednak jako zło konieczne, ponieważ sposób ten utrudnia, a często nawet uniemożliwia właściwą analizę i interpretację uzyskanych wyników [Boyen i in. 1976].

W badaniach terenowych topoklimatu, do wyznaczenia strumieni radiacyjnych i ich udziału w wymianie energii między atmosferą a jej podłożem, najbardziej przydatny jest przenośny zestaw pomiarowy, składający się z czterech czujników, zwróconych parami ku górze i ku dołowi; dwa z tych czujników pozwalają zmierzyć strumienie Q^\downarrow i Q^\uparrow w całym zakresie widmowym, a dwa pozostałe – strumienie krótkofalowe K^\downarrow i K^\uparrow . Ich różnica pozwala z kolei wyznaczyć strumienie promieniowania długofalowego L^\downarrow i L^\uparrow oraz wartości salda promieniowania: K^* , L^* i Q^* .

Współcześnie, obok pomiarów naziemnych strumieni promieniowania wykonywane są odległościowe pomiary tych strumieni (teledetekcja) – lotnicze lub satelitarne. Pomiary satelitarne dostarczają jednoczesnych danych dotyczących uchodzących ku górze strumieni K^\uparrow , L^\uparrow oraz Q^\uparrow dla stosunkowo dużych obszarów. Jednakże zastosowanie technik satelitarnych w badaniach topoklimatologicznych jest bardzo ograniczone. Przede wszystkim rozdzielczość uzyskiwanych obrazów nie jest na ogół zadowalająca: dane otrzymywane z satelitów geostacjonarnych dotyczą jednostek powierzchni Ziemi około 25 km^2 , zaś dane z satelitów o orbitach polarnych – około 1 km^2 . Zainstalowane na satelitach przyrządy pomiarowe dostarczają wartości uśrednionych dla takich właśnie powierzchni jednostkowych, a więc przeważnie zbyt dużych z punktu widzenia potrzeb topoklimatologii. Ponadto przyrządy te nie mierzą promieniowania w całych zakresach widmowych, lecz tylko – w stosunkowo wąskich pasmach, co niewątpliwie utrudnia interpretację uzyskanych wyników jako wartości odnoszących się do poszczególnych składników bilansu promieniowania powierzchni czynnej. Szczególne trudności sprawia też konieczność uwzględniania i eliminowania wpływu atmosfery na zmierzone wartości. Właściwie dla celów topoklimatologii mogą być wykorzystane jedynie obrazy uzyskiwane w okresach występowania pogody typu radiacyjnego, to znaczy bezchmurnej, związanej najczęściej z układami wysokiego ciśnienia. Jednakże satelity o orbitach polarnych przelatują nad danym obszarem dwukrotnie w ciągu doby, i to mniej więcej o godz. 2 i o godz. 14 czasu miejscowego. Są to więc pory doby charakteryzujące się – przy wspomnianym typie pogody – bądź to częstym rozwojem zachmurzenia konwekcyjnego w dzień, bądź równie częstym występowaniem mgieł

pochodzenia radiacyjnego w nocy. Zmniejsza to znacznie możliwość wykorzystania wyników.

Dane satelitarne mają natomiast w topoklimatologii istotne znaczenie jako źródło informacji dotyczących temperatury powierzchni czynnej, a więc tej temperatury, która jest ostatecznym efektem wymiany energii dokonującej się między atmosferą a jej podłożem.

3.2. METODY WYZNACZANIA STRUMIENI TURBULENCYJNYCH

3.2.1. METODY WYZNACZANIA TURBULENCYJNYCH STRUMIENI CIEPŁA JAWNEGO I CIEPŁA UTAJONEGO

Wartości chwilowe turbulencyjnych strumieni ciepła jawnego H i ciepła utajonego E , lub też ich wartości średnie odniesione do stosunkowo krótkiego okresu (np. do 1 godziny), wyznaczyć można za pomocą kilku różnych metod:

1. metody korelacyjnej,
2. metod gradientowych z podziałem na a/ metodę aerodynamiczną i b/ metodę stosunku Bowena,
3. metody bilansu cieplnego.

Pierwsza z tych metod jest metodą bezpośrednią, pozostałe – są metodami pośrednimi.

Turbulencyjna wymiana ciepła jawnego i ciepła utajonego jest ściśle związana z transportem pędu. Dlatego istotna jest znajomość związków pomiędzy współczynnikami turbulencyjnej wymiany pędu K_M , ciepła K_H i wilgoci K_W w różnych warunkach stratyfikacji powietrza: stosunku K_H/K_M (równania 2.60.-2.61. lub 2.62.-2.63.) i tożsamości $K_W=K_H$ (równanie 2.29.). Stanowią one podstawę metod gradientowych wyznaczania strumieni – łącznie z pomiarami gradientów (różnic) elementów meteorologicznych: prędkości wiatru, temperatury i wilgotności właściwej lub ciśnienia pary wodnej.

Przez metodę bilansu cieplnego rozumie się wyznaczenie jakiegoś składnika jako reszty z równania tego bilansu (np. równania 2.1.), gdy znane są pozostałe jego składniki.

Oprócz metod 1 i 2 wyznaczania parowania i kondensacji, opartych na pomiarze pionowego strumienia pary wodnej na pewnej wysokości nad powierzchnią czynną, a następnie – na określeniu ilości energii potrzebnej do wyparowania lub kondensacji danej ilości wody (za pomocą ciepła właściwego parowania), jest jeszcze inna grupa metod wyznaczania tych wielkości – oparta na bilansie wodnym. Są to różne metody lizymetryczne i ewaporometryczne.

3.2.1.1. METODA KORELACYJNA

Metoda korelacyjna polega na wyznaczaniu pionowego turbulencyjnego strumienia ciepła jawnego H zgodnie z równaniem 2.21. i pionowego turbulencyjnego strumienia ciepła utajonego E zgodnie z równaniem 2.22.

W celu uzyskania średnich wartości strumieni H i E z rozpatrywanego okresu Δt , trzeba wykonać jednoczesne pomiary fluktuacji pionowej składowej prędkości wiatru w' oraz fluktuacji temperatury powietrza T' lub wilgotności q' w tym samym punkcie nad powierzchnią czynną. Użyte do tego przyrządy powinny mierzyć wszystkie fluktuacje, mające istotny udział w przenoszeniu turbulentnym i wpływające na wielkość strumieni H i E . Wymaganie to jest spełnione przez zastosowanie czujników do pomiarów badanych elementów meteorologicznych o bardzo małej stałej czasowej, możliwie jednakowej dla tych wielkości. Rejestrowane fluktuacje są przekazywane do elektronicznych urządzeń mnożących i całkujących. Aparatura ta jest skomplikowana; wymaga fachowej obsługi i konserwacji czujników przez odpowiednio wykwalifikowany personel.

Metodę tę, mimo jej prostych podstaw teoretycznych, trudno jest zastosować w badaniach terenowych typu ekspedycyjnego, prowadzonych często z dala od niezbędnego zaplecza technicznego [Yap i Oke 1974].

3.2.1.2. METODY GRADIENTOWE

a/ Metoda aerodynamiczna

Turbulencyjna wymiana ciepła jawnego i ciepła utajonego jest związana z turbulentną wymianą pędu; wynika to z natury transportu ciepła przez unoszenie. Dlatego w metodzie aerodynamicznej, oprócz pomiarów gradientu temperatury do wyznaczenia ciepła jawnego i gradientu wilgotności właściwej (lub ciśnienia pary wodnej) do wyznaczenia ciepła utajonego, wykorzystuje się pomiary gradientu prędkości wiatru. Metodę tę reprezentują wzory 2.68. i 2.69. W przypadku powierzchni z elementami szorstkości o dużej wysokości, w określaniu poziomu pomiarów uwzględnia się przesunięcie płaszczyzny zerowej d (wzór 2.35.).

Do zastosowania metody aerodynamicznej wyznaczania strumieni konieczne jest wykonanie pomiarów gradientowych wymaganych elementów meteorologicznych nad płaskim i jednorodnym podłożem o dużej rozciągłości przestrzennej.

Pomiary powinny być wykonane w warstwie rozwiniętej turbulencji charakterystycznej dla danego typu podłoża i warunków stratyfikacji powietrza. Maszt gradientowy musi znajdować się w odpowiedniej odległości od granicy nieciągłości terenu w kierunku podwietrznym, aby można było zaniedbać poziome gradienty prędkości wiatru, temperatury, ciśnienia pary wodnej, jako małe w porównaniu z gradientami pionowymi. Wspomniana odległość od granicy nieciągłości w kierunku podwietrznym nosi nazwę długości rozbiegu (*fetch*). Według niektórych badaczy najwyższy poziom pomiaru z_{max} nie powinien przekraczać $1/50$ długości rozbiegu, a według innych – $1/100$ [Tanner 1963].

Drobne niejednorodności podłoża, a także jego szorstkość, nakładają pewne ograniczenia na usytuowanie najniższego poziomu pomiarów. Musi on być dostatecznie odsunięty od badanej powierzchni czyli spełniać warunek $z_{min} \gg z_0$. Jednak trzeba wziąć pod

uwagę, że w miarę oddalania się od powierzchni czynnej pionowe gradienty elementów meteorologicznych szybko maleją, co bardzo utrudnia dokładne ich wyznaczenie.

Do przedstawionej metody wyznaczania strumieni turbulencyjnych (wzory 2.68. i 2.69) potrzebne są różnice wartości elementów meteorologicznych Δu , ΔT , Δe odnoszące się do dwóch poziomów, oddalonych o Δz . (Idealem jest wyznaczanie średnich różnic badanych elementów.) Wybór odpowiedniej wartości Δz jest uzależniony przede wszystkim od dokładności, z jaką można zmierzyć pionowe różnice badanych parametrów meteorologicznych. Dla trawy niskiej standardowa różnica poziomów pomiarowych wynosi $\Delta z = 2 \text{ m} - 0,5 \text{ m} = 1,5 \text{ m}$.

Zaleca się jednak wykonywanie pomiarów na kilku poziomach, zarówno dla określenia pionowych profilów elementów meteorologicznych, jak i do celów kontrolnych [Boyen i in. 1976]. Czujniki pomiarowe umieszcza się na przykład w odstępach wzrastających logarytmicznie w miarę oddalania się od powierzchni czynnej. Graficzna kontrola uzyskanych w ten sposób wyników, przeprowadzona w układzie półlogarytmicznym, pozwala stosunkowo łatwo wykryć wartości błędne. Ponadto większy zbiór danych umożliwia wyznaczenie strumieni turbulencyjnych na różnych wysokościach.

Okres uśredniania Δt powinien być na tyle długi, aby uzyskane dane były statystycznie stacjonarne. Jednocześnie ten przedział czasowy nie może być za długi, aby nie zaznaczyły się w nim zmiany dobowe badanych elementów meteorologicznych. Jest to szczególnie ważne w porach doby, kiedy liczba Richardsona Ri zmienia swój znak. Z tych względów – jak to wynika z literatury – najodpowiedniejszy wydaje się okres Δt równy około 10 minut [Gay i Holbo 1974]. W nocy okres uśredniania może być dłuższy niż w dzień ze względu na mniejszą zmienność w czasie wartości badanych elementów.

b/ Metoda stosunku Bowena

Do wyznaczenia turbulencyjnych strumieni ciepła jawnego H i utajonego E metodą stosunku Bowena (równania 2.76. i 2.77.) konieczna jest znajomość salda promieniowania Q^* i strumienia ciepła przewodzonego w podłożu G oraz pionowych różnic temperatury ΔT i ciśnienia pary wodnej Δe . Jest to najczęściej stosowany sposób wyznaczania tych strumieni w warstwie przyziemnej [Schaedler 1980; Spittlehouse i Black 1980]. Jest on stosunkowo najprostszy, nie wymaga skomplikowanych pomiarów ani drogiej aparatury.

Błąd, jakim obarczone są wyznaczone tym sposobem wielkości H i E , zależy od dokładności, z jaką zmierzone są wartości strumieni Q^* i G oraz stosunek Bowena β . Równania 2.76. i 2.77. stają się nieokreślone, kiedy $\beta \rightarrow -1$; ma to miejsce wówczas, kiedy oba strumienie ciepła H i E są równe co do wartości bezwzględnej, lecz odwrotnie skierowane. Tego rodzaju sytuacja występuje stosunkowo często w nocy, kiedy w warunkach inwersji temperatury powietrza zachodzi proces parowania (ma to miejsce przy adwekcji suchego i ciepłego powietrza nad wilgotne podłoże). Metoda ta zawodzi też wówczas, kiedy suma salda promieniowania Q^* i ciepła przewodzonego w glebie G jest bardzo mała, co ma

miejsce głównie rano i wieczorem podczas przechodzenia strumienia Q^* przez wartość zerową.

3.2.1.3. METODA BILANSU CIEPLNEGO

Metoda bilansu cieplnego polega na wyznaczeniu wartości szukanego składnika jako niewiadomej w równaniu 2.1.

Strumienie turbulencyjne H lub E są trudniejsze do wyznaczenia niż pozostałe składniki bilansu cieplnego. Strumień H wyznacza się jako resztę z równania bilansu cieplnego, jeżeli znana jest wielkość strumienia E , na przykład z pomiarów wykonywanych sposobem lizymetrycznym. Przeważnie jednak metodę tę używa się do określenia strumienia E , kiedy dokładne zmierzenie pionowych gradientów wilgotności powietrza jest trudne. Ma to miejsce na przykład przy pomiarach psychrometrycznych w okresach o niskiej temperaturze powietrza.

Metoda bilansu cieplnego, niesłusznie nazywana dawniej metodą „bilansów radiacyjno-cieplnych”, np. [Matul 1974], jest stosunkowo mało dokładna, ponieważ wszystkie błędy, popełniane przy pomiarach lub obliczaniu w sposób niezależny pozostałych składników bilansu cieplnego, sumują się.

3.2.1.4. METODY EWAPOROMETRYCZNE I LIZYMETRYCZNE

Metody ewaporometryczne i lizymetryczne oparte są na równaniu bilansu wodnego. Za ich pomocą wyznacza się wartość parowania nie bezpośrednio, lecz jako niewiadomą w tym równaniu, jeżeli znane są pozostałe składniki tego bilansu, to jest opad, odpływ (powierzchniowy i podziemny), przesiąkanie i podsiąkanie itd. Podobnie jak w przypadku metody bilansu cieplnego, tak i tu błąd określonej wielkości parowania jest tym większy, im większa jest suma błędów popełnianych przy wyznaczaniu wszystkich pozostałych składników bilansu wodnego [Jaworski 1985].

Metoda ewaporometryczna służy do wyznaczania parowania z powierzchni wodnej, na przykład z powierzchni jeziora czy rzeki. Polega ona na pomiarze zmian poziomu wody w zbiorniku (ewaporometrze) napełnionym wodą. Ewaporometr umieszcza się na badanej powierzchni rzeki czy jeziora. Urządzenie to zainstalowane na tratwie nosi nazwę ewaporometru pływającego. Wartość parowania z powierzchni wody wyznacza się na podstawie różnicy poziomów wody odczytanych na początku i na końcu okresu bilansowania z uwzględnieniem sumy opadu, jaki miał miejsce w tym czasie. Powierzchnia pływającego ewaporometru może wynosić: od 3000 cm^2 do 20 m^2 , przy czym najczęściej stosowany jest ewaporometr typu GGI-3000 [Jaworski 1971].

Metodę lizymetryczną stosuje się do określenia parowania (ewapotranspiracji) z powierzchni lądowej, a ściślej – ze stosunkowo niewielkiej objętości (bryły) gleby o nienaruszonej strukturze. Może to być zarówno gleba naga, jak i pokryta roślinnością. Wyróżnia się dwa zasadnicze rodzaje lizymetrów: o stałym poziomie wody oraz o zmiennym poziomie wody, zwane też czasami ewaporometrami glebowymi [Jaworski 1997]. Do drugiej

grupy zaliczane są lizymetry ważone, lizymetry pływające i lizymetry ciśnieniowe. Lizymetry ważone – w przeciwieństwie do lizymetrów o stałym poziomie wody gruntowej – pozwalają wyznaczyć ewapotranspirację dla stosunkowo krótkich okresów, nawet dla przedziałów godzinnych, i to z dokładnością do dziesiątych części mm.

Jednakże każdy lizymetr w jakiś sposób zakłóca naturalne warunki krążenia wody w systemie gleba – roślina – powietrze [Brutsaert 1982]. Oddzielenie monolitu glebowego od naturalnego otoczenia szczelną ścianką zbiornika uniemożliwia poziomą wymianę wilgoci glebowej, a także wprowadza nieuniknione zniekształcenia w rozwoju systemu korzeniowego. Zmieniają się również warunki przesiąkania lub podsiąkania wody z głębszych warstw gleby; temu jednak przeciwdziałać można wprowadzając odpływ wymuszony polegający na zasysaniu wody z dolnych warstw przyrządu, tak aby zapewnić naturalny rozkład wilgoci z głębokością. Błąd pomiarowy może być także następstwem zbyt małej powierzchni lizymetru umieszczonego w glebie w stosunku do wysokości wystającego nad nią jego brzegu. Wszystko to powoduje, że ewapotranspiracja z lizymetru może znacznie różnić się od ewapotranspiracji z terenu otaczającego [Rosenberg 1974]. Dodać trzeba, że wyznaczając parowanie metodą bilansu wodnego za pomocą lizymetru zawsze należy brać pod uwagę tak zwany opad skorygowany, to jest zmierzony na powierzchni gruntu w deszczomierzu o otworze równym powierzchni samego lizymetru.

Z uwagi na konieczność umieszczenia lizymetru w określonym miejscu na dłuższy okres, metoda lizymetryczna znajduje zastosowanie na ogół w badaniach typu stacjonarnego. W badaniach terenowych typu ekspedycyjnego metoda ta służy tylko do celów kontrolnych [Blackwell i Tyldesley 1965].

3.2.1.5. METODY WYZNACZANIA KONDENSACJI PARY WODNEJ

Strumień ciepła utajonego w okresach, kiedy przyjmuje on wartość dodatnią, może być wyznaczony poprzez określenie ilości osadzającej się rosy lub szronu. W tym celu stosuje się metody wagowe [Muller 1968]. Pewne trudności sprawia konieczność odróżnienia ilości wody pochodzącej z rosy od ilości wody także osadzającej się na powierzchni gleby czy roślin, lecz pochodzącej z innych źródeł, na przykład z intercepcji mgły, z destylacji (kondensacji pary wodnej dochodzącej do powierzchni z gleby), czy też z gutacji (procesu fizjologicznego, polegającego na wydzielaniu wody przez liście). Istnieje cały szereg urządzeń służących do pomiaru rosy. Metoda lizymetryczna pozwala na bezpośredni pomiar samej tylko rosy, a więc tej ilości wody, jaka dochodzi do powierzchni czynnej z atmosfery.

Zasadniczo, wielkość kondensacji wyznacza się tymi samymi metodami, co skierowany od powierzchni czynnej do atmosfery strumień ciepła utajonego E . Nie zawsze jest to jednak możliwe, gdyż metody gradientowe dają wątpliwe wyniki przy bardzo dużych wartościach liczby Richardsona Ri (przy silnej inwersji), kiedy właśnie ma miejsce kondensacja pary wodnej.

3.2.2. POMIARY ELEMENTÓW METEOROLOGICZNYCH

3.2.2.1. POMIARY TEMPERATURY POWIETRZA

Do pomiaru pionowych gradientów temperatury powietrza stosowane są termometry rtęciowe, termometry elektryczne (termopary, oporowe, termistory) i termometry kwarcowe.

Termopary dobrze nadają się do pomiarów różnic temperatury ΔT . Ich stosunkowo niewielką wydajność zwiększa się przez połączenie szeregowo kilku termopar w termostos. Ważną zaletą termopar jest liniowość ich wskazań. Stała czasowa termopar jest na ogół niewielka, przeważnie rzędu kilku sekund. Dlatego – dla uzyskania wartości ΔT uśrednionych w czasie – zwiększana jest bezwładność samych czujników lub całego układu pomiarowego.

Zaletą termometrów oporowych jest ich stosunkowo duża czułość, większa niż termopar, wadą – nieliniowość ich wskazań. Jednak dla wąskich przedziałów temperatury – rzędu kilku stopni – można przyjąć, że zmiana oporności jest wprost proporcjonalna do przyrostu temperatury. Fakt ten w pewnym stopniu utrudnia stosowanie czujników oporowych do pomiaru ΔT . Stała czasowa większości termometrów oporowych, używanych do pomiarów meteorologicznych, jest rzędu 1 min.

Jako miernika do termometrów oporowych używa się nierównoważonego mostka Wheatstone'a. Odpowiednio skonstruowane mostki umożliwiają pomiar ΔT za pomocą dwóch czujników, umieszczonych na różnych poziomach; obydwa czujniki muszą mieć jednakowe charakterystyki.

Termistory są półprzewodnikami, zmieniającymi – podobnie jak termometry oporowe – swoją oporność elektryczną w funkcji temperatury, z tą różnicą, że ich współczynnik temperaturowy jest ujemny. Oznacza to, że oporność zmniejsza się wraz ze wzrostem temperatury, przy czym zależność ta ma charakter wykładniczy. Stała czasowa termistorów jest rzędu kilku minut. Pomiar temperatury lub jej różnicy za pomocą termistorów odbywa się w podobny sposób, jak w przypadku termometrów oporowych. Zaletą termistorów jest ich bardzo duża czułość, umożliwiająca uzyskanie dokładności pomiaru rzędu 0,02 deg.

Do pomiarów temperatury powietrza używa się także termometrów kwarcowych. Czujnikiem w tych termometrach jest rezonator kwarcowy, którego częstotliwość rezonansowa zależy od temperatury powietrza. Zasada działania takiego termometru polega na bezpośrednim przetwarzaniu zmian temperatury na zmiany częstotliwości drgań kryształu kwarcu. W zakresie temperatury od 0 do 50 °C związek między częstotliwością a mierzoną temperaturą jest liniowy. Dokładność wskazań termometru kwarcowego wynosi 0,01 deg. Jego stała czasowa jest rzędu 3 s. Czujniki kwarcowe nie zmieniają swoich parametrów w ciągu kilku lat. Ponadto, przy pomiarze częstotliwości nie występują deformacje przekazywanego sygnału spowodowane długością przewodów.

3.2.2.2. POMIARY WILGOTNOŚCI POWIETRZA

Sposoby pomiaru wilgotności powietrza są oparte na różnego rodzaju zjawiskach fizycznych. W mikrometeorologicznych czy topoklimatologicznych badaniach terenowych najczęściej stosuje się sposób psychrometryczny, w którym aktualne ciśnienie pary wodnej e wyznacza się za pomocą wzoru:

$$e = e_s - (T_s - T_w) \cdot \gamma \quad 3.4.$$

gdzie $T_s - T_w$ oznacza różnicę psychrometryczną, to jest różnicę między temperaturą termometru suchego T_s i termometru zwilżonego T_w , e_s - ciśnienie pary wodnej nasyconej w temperaturze T_w , zaś γ - stałą psychrometryczną. Ta ostatnia wielkość zależy od prędkości wentylacji (szybkości aspiracji) oraz od rozmiarów i kształtu czujnika termometru zwilżonego. Przy słabej aspiracji γ przyjmuje stosunkowo duże wartości; zmniejszają się one wraz ze wzrostem prędkości aspiracji, aż do osiągnięcia tak zwanej pełnej aspiracji, gdy przy najmniejszej wartości γ obserwuje się największą różnicę psychrometryczną $T_s - T_w$. Z tych względów prędkość aspiracji dla czujników o średnicy około 5 mm nie powinna być mniejsza niż $3 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, tak ażeby wartość γ była dostatecznie mała.

Jako czujników w psychrometrze używa się różnego rodzaju termometrów: rtęciowych, termopar, termistorów, termometrów oporowych i kwarcowych. Spośród odległościowych termometrów elektrycznych najlepsze są termopary, ponieważ pozwalają mierzyć wprost różnicę psychrometryczną z dokładnością większą, niż przy oddzielnym pomiarze T_s i T_w . Dokładność, z jaką wyznacza się ciśnienie pary wodnej e sposobem psychrometrycznym, zależy w większym stopniu od różnicy $T_s - T_w$ niż od temperatury bezwzględnej T_s .

Stała czasowa termometrów zwilżonych jest znacznie mniejsza niż termometrów suchych, przy czym maleje ona wraz ze wzrostem prędkości przepływu powietrza. W celu wyrównania stałych czasowych stosuje się niekiedy czujniki o niejednakowych rozmiarach: o większej masie dla termometru suchego, a mniejszej - dla termometru zwilżonego. Jednak wspomniana różnica bezwładności nie ma większego znaczenia przy wyznaczaniu średnich wartości rzędu kilkunastu minut.

Za pomocą metody psychrometrycznej można wyznaczyć ciśnienie pary wodnej oraz jego pionową różnicę z dokładnością rzędu 0,02 hPa. Jednak przy bardzo małej wilgotności powietrza błąd wynikający z szybkiego wysychania batystu na termometrze zwilżonym jest duży. Pomiar psychrometryczny jest też mało dokładny w niskich temperaturach powietrza, kiedy różnica psychrometryczna $T_s - T_w$ jest niewielka. Szczególnie zaś metoda psychrometryczna jest zawodna w temperaturach ujemnych, kiedy czujnik zwilżony pokrywa się lodem.

Do wyznaczania wilgotności powietrza w niskich temperaturach stosuje się metody oparte na określeniu punktu rosy - higrometry kondensacyjne [Campbell i in. 1971]. W tych warunkach ich dokładność jest większa niż dokładność pomiarów psychrometrycznych.

Higrometry kondensacyjne są dość skomplikowane ze względu na zastosowanie w nich urządzeń elektronicznych. Z tych względów do badań terenowych typu ekspedycyjnego ten sposób wyznaczania wilgotności powietrza jest stosunkowo mało przydatny.

Bardzo dokładnym sposobem wyznaczania wilgotności powietrza jest metoda spektroskopowa. Polega ona na zależności pochłaniania promieniowania w zakresie podczerwonym od ilości pary wodnej zawartej w powietrzu. Za pomocą tej metody można określić wilgotność bezwzględną powietrza z dokładnością $0,1 \text{ g}\cdot\text{m}^{-3}$ w przedziale wilgotności od $0,2$ do $50 \text{ g}\cdot\text{m}^{-3}$, przy czym dokładność ta nie zależy od temperatury powietrza [Hyson i Hicks 1975]. Niestety, sposób ten – ze względu na dość skomplikowaną aparaturę – nie jest łatwy do zastosowania w terenowych badaniach topoklimatologicznych.

3.2.2.3. POMIARY PRĘDKOŚCI WIATRU

Do pomiarów prędkości wiatru w badaniach terenowych używane są różnego rodzaju anemometry, a pośród nich anemometry mechaniczne z rotorowymi czaszami, anemometry elektryczne (termiczne, z drutem podgrzewanym) oraz anemometry akustyczne.

Anemometry mechaniczne działają na zasadzie zliczania obrotów osi wiatromierza w jednostce czasu w zależności od energii kinetycznej wiatru.

W anemometrach elektrycznych wykorzystany jest wpływ prędkości wiatru na wymianę ciepła między sztucznie ogrzewanym czujnikiem a otoczeniem. Wśród wiatromierzy elektrycznych wyróżnia się anemometry z ogrzewanym drutem oraz anemometry termoelektryczne. Pierwsze z nich działają na zasadzie zmiany oporności elektrycznej czujnika (ogrzewanego drutu) wskutek chłodzącego wpływu wiatru. Drugie natomiast wskazują prędkość wiatru jako funkcję różnicy temperatury między ogrzewanym czujnikiem a otaczającym powietrzem. Zaletą anemometrów elektrycznych jest ich stosunkowo duża czułość, na ogół większa niż anemometrów mechanicznych, co pozwala na pomiar nawet bardzo słabych prądów powietrza. Omawiane anemometry są wrażliwe na osadzający się na czujniku pył i kurz, zmieniający ich charakterystykę [Chiapale 1970].

Rzeczą istotną jest, by anemometry były jednakowo czułe zarówno na szybki wzrost, jak i spadek prędkości wiatru. Asymetria pod tym względem wprowadza systematyczny błąd pomiaru prędkości wiatru, co jednak przy wyznaczaniu Δu między dwoma poziomami nie ma tak zasadniczego znaczenia jak dla samej wielkości u [Guyot 1970].

Działanie anemometrów akustycznych opiera się na zasadzie szybszego rozchodzenia się dźwięku zgodnie z kierunkiem przepływu powietrza niż przeciwnie. Ich dokładność jest rzędu 1 %. Są to najbardziej czułe przyrządy do pomiarów prędkości wiatru. Za ich pomocą można określić wszystkie trzy składowe wektora wiatru w przedziale prędkości od kilku centymetrów do kilkudziesięciu metrów na sekundę. Są to przyrządy bezinercyjne, dlatego nadają się do pomiarów fluktuacji prędkości wiatru. Dzięki temu anemometry akustyczne stosuje się w pomiarach strumieni turbulentnych metodą korelacyjną.

3.3. METODY WYZNACZANIA STRUMIENIA CIEPŁA PRZEWODZONEGO W PODŁOŻU

Wymianę ciepła z podłożem określić można dwoma różnymi sposobami.

Pierwszy sposób opiera się na wykorzystaniu równania przewodnictwa J.B.J. Fouriera (2.81.). Wymaga on pomiarów pionowego gradientu temperatury gleby $\partial T/\partial z$ oraz znajomości przewodnictwa cieplnego gleby λ .

Drugi sposób określania strumienia G polega na wyznaczeniu zmian pojemności cieplnej gleby zgodnie z równaniem 2.82.

Sposoby te mogą być stosowane niezależnie od siebie, bądź też wspólnie, jeden jako uzupełnienie drugiego. Strumień G – mimo trudności pomiarowych – może być wyznaczony stosunkowo dokładnie i z mniejszym błędem niż pozostałe składniki bilansu cieplnego. Wartości liczbowe tego strumienia są stosunkowo małe, na ogół o rząd wielkości mniejsze niż strumieni radiacyjnych czy turbulencyjnych. Wyjątek stanowią godziny nocne, kiedy składnik G odgrywa decydującą rolę w bilansie cieplnym powierzchni czynnej [de Vries 1975].

3.3.1. METODA PRZEWODNICTWA CIEPLNEGO (GRADIENTOWA)

Metoda ta wymaga jednoczesnego pomiaru temperatury gleby na kilku – a co najmniej na dwóch głębokościach, oraz znajomości współczynnika przewodnictwa cieplnego gleby λ .

Termometry rtęciowe pozwalają określić temperaturę gleby z dokładnością rzędu $\pm 0,1$ deg. Wadą tych termometrów są stosunkowo duże rozmiary zbiorniczka; stąd trudno jest dokładnie określić głębokość, do jakiej odnosi się mierzona temperatura. Jest to istotne w pomiarach gradientowych – szczególnie blisko powierzchni gleby. Dlatego do pomiarów temperatury gleby bardziej nadają się termometry elektryczne o małych rozmiarach czujnika: termopary lub termometry oporowe. Termopary mają tę przewagę nad czujnikami oporowymi, że pozwalają wyznaczyć wprost różnicę temperatury na dwóch głębokościach.

Istnieją różne przyrządy służące do wyznaczania przewodnictwa cieplnego gleby λ w warunkach terenowych. Zasada ich działania polega na pomiarze czasu potrzebnego do przemieszczenia się w glebie sztucznie wytworzonej fali ciepła [Christoffel i Calhaem 1969]. Ten empiryczny sposób wyznaczania współczynnika λ wymaga stosunkowo silnego ogrzania gleby i to przez dość długi okres. Prowadzi to jednak do zakłócenia naturalnych warunków w sąsiedztwie grzejnika, głównie wskutek wysuszania gleby, a przez to – do zmiany jej pierwotnego przewodnictwa cieplnego.

Inny sposób wyznaczania wartości λ jest możliwy na podstawie charakterystyki petrograficznej i wilgotności gleby [Koitzsch 1970]. Dokładność, z jaką można w ten sposób wyznaczyć λ , wynosi mniej więcej 10 %.

Ogólnie rzecz biorąc wyznaczanie strumienia G opisanym sposobem jest rzadko stosowane w badaniach terenowych, ze względu na trudności związane z określeniem współczynnika λ .

Stosunkowo często wyznacza się wartość strumienia G za pomocą strumieniomierza (*Soil Heat Flux Meter*). Zasada działania strumieniomierza polega na pomiarze różnicy temperatury między górną a dolną powierzchnią płytki umieszczonej poziomo w glebie na pewnej głębokości. Różnica ta mierzona jest za pomocą zespołu termopar (termostosu) lub termistorów. Ponieważ płytka ma swoje stałe przewodnictwo cieplne, więc przechodzący przez nią strumień ciepła równa się iloczynowi różnicy temperatury między jej przeciwległymi powierzchniami i stałego współczynnika kalibracji. Sposób ten jest także metodą gradientową, którą jednak – w przeciwieństwie do opisaney wyżej – można nazwać metodą bezpośrednią, nie wymagającą wyznaczania przewodnictwa cieplnego gleby λ .

Ażeby strumień ciepła przechodzący przez płytkę równy był strumieniowi ciepła w glebie, przewodnictwo cieplne płytki powinno być w zasadzie takie samo (lub nieco wyższe) jak i ośrodka, w którym jest ona umieszczona. Chodzi o to, żeby przyrząd zainstalowany w glebie nie stanowił bariery w swobodnym przepływie ciepła. Jednak zbyt duże przewodnictwo cieplne przyrządu powoduje zmniejszenie różnicy temperatury między obiema powierzchniami płytki.

Dokładność pomiaru strumienia G zależy nie tylko od właściwości termicznych czujnika, ale i od jego geometrii, a ściślej biorąc – od stosunku jego grubości do powierzchni. Na przykład płytka o kształcie okrągłym powinna mieć grubość nie więcej niż 1/10 średnicy. Zbyt duża płytka zakłóca panujące w glebie warunki utrudniając naturalne krążenie wody w glebie, zarówno przesiąkanie wody opadowej, jak i podsiąkanie wody gruntowej. Stwierdzono doświadczalnie, że najlepsze wyniki dają strumieniomierze w kształcie okrągłych płytek o średnicy rzędu od 1 do kilku cm. Strumieniomierze można łączyć szeregowo i umieszczać je w pewnej odległości jeden od drugiego, tak by uzyskane wyniki stanowiły uśrednione przestrzennie wartości strumienia G .

Źródłem najczęściej spotykanych błędów w pomiarach strumienia G jest niewłaściwy kontakt termiczny między glebą a płytką strumieniomierza. Zdarza się to najczęściej wówczas, kiedy wilgotna gleba zaczyna szybko wysychać. Wskutek kurczenia się gleby powstaje między nią a płytką warstewka powietrza, będąca złym przewodnikiem ciepła. Dlatego konieczna jest systematyczna kontrola kontaktu strumieniomierza z glebą, co jest szczególnie trudne, kiedy płytka umieszczona jest tuż pod powierzchnią gleby. Z tego względu zaleca się instalowanie strumieniomierza na głębokości wynoszącej co najmniej 1 cm. Zmierzony na tym poziomie strumień ciepła różni się oczywiście od strumienia G przy samej powierzchni. Różnicę tę można oszacować metodą pojemności cieplnej [Hurtalova i Matejka 1985].

3.3.2. METODA POJEMNOŚCI CIEPLNEJ

Przy założeniu, że cała wymiana ciepła zawartego w glebie odbywa się przez jej górną powierzchnię, można wyznaczyć średnią wartość strumienia G na podstawie zmiany zawartości ciepła w glebie, jaka dokonuje się w pewnym przedziale czasu, na przykład w ciągu godziny. Ze względu na istnienie poziomów genetycznych gleby, do celów praktycznych całkę w równaniu 2.82. zastępuje się sumą i stosuje się przyrosty skończone:

$$G = \frac{1}{\Delta t} \cdot \sum_i C_g \cdot \Delta T \cdot \Delta z \quad 3.5.$$

gdzie i oznacza każdą z wyróżnionych warstw gleby o określonej grubości Δz , C_g – jej średnią pojemność cieplną i ΔT – jej zmianę temperatury w przedziale czasu Δt .

Wyznaczanie wartości strumienia G metodą pojemności cieplnej wymaga znajomości temperatury w całym profilu gleby, łącznie z temperaturą powierzchni gleby T_0 . Pomiar temperatury T_0 jest trudny ze względów technicznych. Stosowanie do tego celu tylko jednego termometru może dawać zupełnie przypadkowe wyniki, dlatego przyjmuje się wartość T_0 jako średnią ze wskazań kilku czujników.

Praktycznie pojemność cieplną gleby C_g wyznacza się określając udziały części stałych, powietrza i wody w jednostce objętości gleby (rozdział 2.4.). Dla większości występujących w Polsce rodzajów gleb można przyjąć z wystarczającą dokładnością, że pojemność cieplna jej składników mineralnych C_{min} wynosi około $2,0 \cdot 10^6 \cdot \text{J} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{deg}^{-1}$, zaś części organicznych C_{org} – około $2,5 \cdot 10^6 \cdot \text{J} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{deg}^{-1}$ (tabela 4). Udział części mineralnych i organicznych oraz porowatość gleby określa się laboratoryjnie stosując techniki przyjęte powszechnie w gleboznawstwie.

Ze wzoru 2.85. wynika, że pojemność cieplna określonej gleby jest liniową funkcją wilgotności gleby. Dlatego ulegać ona może dość dużym wahaniom, szczególnie w okresach suszy, czy też po obfitych deszczach. W takich sytuacjach konieczne jest częste określanie wilgotności szczególnie w warstwach gleby bliskich jej powierzchni.

Najdokładniejszym sposobem określania wilgotności gleby jest metoda suszarkowa, będąca metodą absolutną. Polega ona na wyznaczeniu ubytku masy próbki gleby po jej całkowitym wysuszeniu. Wilgotność gleby należy wyznaczać jako wartość średnią dla kilku próbek pobieranych z jednego poziomu. Z tego powodu metoda suszarkowa jest dość pracochłonna, zaś częste pobieranie próbek w wielu miejscach przyczynia się do destrukcji naturalnych warunków na badanym obszarze.

Uwzględniając zalety i wady obu metod – bezpośredniej i pojemności cieplnej – wydaje się, że najlepszy kompromis między wymaganą dokładnością a ochroną gleby uzyskuje się przez jednoczesne stosowanie tych metod. Tego rodzaju połączenie polega na pomiarze strumienia ciepła G za pomocą strumieniomierza na pewnej głębokości w glebie, na przykład na poziomie 10 cm oraz – jednoczesnym określeniu zmian zawartości ciepła w warstwie między powierzchnią gleby a strumieniomierzem.

4. KARTOWANIE TOPOKLIMATYCZNE

Janusz Paszyński

4.1. MAPY TOPOKLIMATYCZNE I ICH RODZAJE

Zasadniczym zadaniem topoklimatologii jest niewątpliwie badanie i wyjaśnianie oddziaływań różnych czynników lokalnych, a głównie podłoża atmosfery, na procesy i zjawiska zachodzące w przyziemnej warstwie powietrza. Jednym zaś z wyników tych badań powinno być wydzielenie odrębnych topoklimatów i w miarę dokładne ich opisanie. Przestrzenne występowanie topoklimatów i ich zasięgi przedstawiane są w postaci kartograficznej na szczegółowych mapach klimatu, a więc na mapach, które możemy nazwać mapami topoklimatycznymi.

W literaturze światowej istnieje bardzo wiele szczegółowych map przedstawiających zróżnicowanie różnych obszarów pod względem klimatycznym. Nie jest oczywiście rzeczą możliwą ani też celową cytowanie tu licznych prób szczegółowego kartowania klimatu, prób od wielu lat podejmowanych w różnych krajach przez różnych autorów. Wspomnieć jednak warto, że nie wszystkie mapy nazwane „topoklimatycznymi” odpowiadają uprzednio już przytoczonej i przyjętej w tej pracy definicji topoklimatu. Czasami bowiem mamy do czynienia ze zwykłym powiększeniem mapy drobnoskalowej, przedstawiającej przebieg na przykład izoterm czy izohiet, wykreślonych na podstawie uśrednionych danych ze standardowej sieci stacji meteorologicznych. Sporządzono kiedyś mapę w skali 1:100 000, stanowiącą załącznik do rozprawy doktorskiej, na której wyrysowany został przebieg średniej izotermy miesięcznej, powiększony w sposób czysto mechaniczny z mapy 1:5 000 000, i to tak precyzyjnie, że izoterma ta przechodziła przez sam środek wsi; co gorsza, z faktu tego próbowano wyciągać pewne praktyczne wnioski co do projektowanego przestrzennego zagospodarowania tego terenu.

Zdarza się też, że na mapie nazwanej „topoklimatyczną” pokazywany jest podział kraju, nawet bardzo szczegółowy, na regiony czy mikroregiony klimatyczne, dokonany przy tym na podstawie średnich wieloletnich wartości głównych elementów meteorologicznych, takich jak temperatura powietrza czy opady. Wydaje się, że tego rodzaju mapę można nazwać raczej mapą mezoklimatyczną niż topoklimatyczną. Jeżeli bowiem zgodzimy się z założeniem, że topoklimaty są jednostkami typologicznymi a nie regionalnymi, to mapa taka na pewno nie należy do grupy map topoklimatycznych.

Z drugiej strony trudno też nazwać topoklimatycznymi mapy, przedstawiające na przykład rozkład temperatury przy powierzchni w pewnym dniu i o pewnej ściśle określonej godzinie, a uzyskany na podstawie synchronicznych pomiarów w większej liczbie punktów, czy też – na podstawie danych satelitarnych. Jest to raczej mapa „mikrometeorologiczna” lub też „mikrosynoptyczna”. Pokazane w ten sposób chwilowe zróżnicowanie termiczne może mieć charakter dość przypadkowy; dlatego też tego rodzaju jednorazowe zdjęcie powinno być

traktowane raczej jako narzędzie – niekiedy zresztą bardzo cenne – służące do sporządzenia mapy topoklimatycznej, ale nie za samą taką mapę [Stock i Beckröge 1985; Stock i in. 1986].

O prawdziwej mapie topoklimatycznej w naszym rozumieniu możemy mówić dopiero wtedy, gdy stwierdzimy, że przedstawiony na niej rozkład przestrzenny danego elementu lub danego zjawiska jest reprezentatywny i typowy dla pewnych charakterystycznych okresów czy też dla pewnych warunków pogodowych, określonych na przykład konkretną sytuacją synoptyczną, a nie tylko – dla pewnej, wybranej godziny bądź dla wybranego pojedynczego dnia.

Z tych więc względów przez mapy topoklimatyczne rozumieć będziemy tylko takie, które przedstawiają typowy rozkład przestrzenny wyróżnionych rodzajów klimatu miejscowego (topoklimatu) lub też – jego elementów. Takie wyróżnienia i klasyfikacje topoklimatu mogą być oczywiście przeprowadzone z rozmaitych punktów widzenia, zależnie od celów i zastosowań, jakim mapy te mają służyć. W każdym jednak przypadku przyjęte kryterium lub kryteria wyróżniające powinny być natury klimatycznej. Według mnie, nie jest rzeczą właściwą wydzielanie w klasyfikacji nazwanej „topoklimatyczną” na przykład topoklimatów leśnych, topoklimatów łąkowych, topoklimatów terenów miejskich, topoklimatów zboczowych, czy też topoklimatów den dolinnych. W takich przypadkach bowiem chodzi w rzeczywistości o podział oparty bądź to o rzeźbę terenu, bądź – o szatę roślinną, bądź też – o użytkowanie ziemi, ale nie o klimat. I na odwrót, spotkać można mapę nazwaną „geomorfologiczną”, na której pokazano – jako wyróżnione odrębne jednostki – strefy z występowaniem form „typowych dla klimatu gorącego i suchego”, „gorącego i wilgotnego”, „zimnego i suchego” itd.

Z uwagi więc na tę ogromną różnorodność dotychczasowych prób kartowania topoklimatycznego i spowodowany tym brak porównywalności między tak wykonywanymi mapami topoklimatycznymi, wyłania się konieczność ich ujednolicenia zarówno pod względem zawartej treści, jak też – metod i sposobów ich sporządzania.

Ze względu na zawartą treść, wszystkie mapy topoklimatyczne podzielić możemy na kilka grup bądź klas. Wyróżnić tu można przede wszystkim tak zwane mapy podstawowe i mapy stosowane, a więc takie, które zawierają w swej treści jakiś element oceny panujących warunków klimatycznych, oceny dokonanej z punktu widzenia potrzeb praktyki [Wanner 1984].

Z kolei, w obrębie map podstawowych wyróżnić możemy mapy, przedstawiające rozkład przestrzenny niektórych tylko pojedynczych elementów lub zjawisk meteorologicznych oraz mapy, które przedstawiają zasięgi odrębnych wyróżnionych topoklimatów, traktowanych jako jednostki przestrzenne. Mapy dotyczące poszczególnych elementów klimatu możemy nazwać mapami analitycznymi. Natomiast mapy, których treścią jest podział terenu na jednostki topoklimatyczne, możemy określić nazwą map syntetycznych. Tego rodzaju podział na mapy analityczne i na mapy syntetyczne wprowadzony został do literatury przedmiotu jeszcze w 1980 r. [Paszyński 1980, 1980a]. Podobne rozróżnienie map

topoklimatycznych, odnoszących się do obszarów miejskich, na mapy analityczne i syntetyczne, zastosował także P.H. Voss [1998] przyjmując te same kryteria klasyfikacji.

W rezultacie wyróżnić więc możemy cztery rodzaje map topoklimatycznych, a więc szczegółowych map klimatycznych wykonanych w skali „topograficznej”, rzędu od około 1:20 000 do około 1:200 000 [Paszyński 1983]. Są to – w odniesieniu do map podstawowych:

a/ mapy „analityczne”, przedstawiające rozkład geograficzny poszczególnych elementów klimatu, takich jak na przykład temperatura powietrza, jego wilgotność, czy też prędkość lub kierunek wiatru, bądź też pewnych liczbowych wskaźników klimatu, stanowiących różnego rodzaju kombinacje pojedynczych elementów;

b/ mapy „syntetyczne”, przedstawiające podział terenu na jednostki klimatyczne o charakterze typologicznym, a więc pokazujące zasięgi przestrzenne występujących tam topoklimatów.

Wśród map stosowanych można również wydzielić kilka ich rodzajów i to nie tylko ze względu na cel czy dziedzinę praktyczną, której mają one służyć. Wydaje się, że zasadniczy ich podział powinien dotyczyć tego, czy ich treścią jest sama tylko ocena istniejących warunków topoklimatycznych przeprowadzona z takiego czy innego punktu widzenia i na takie czy inne potrzeby praktyczne, czy też – propozycje dotyczące możliwości świadomego przekształcenia topoklimatu w sensie „melioracji topoklimatycznych”; mamy tu na myśli przede wszystkim takie przekształcenia, jakie można spowodować w następstwie zmiany niektórych właściwości podłoża atmosfery. Chodzi tu o te właściwości, jakie w decydujący sposób oddziałują na stan przyziemnej warstwy atmosfery i na zachodzące w niej procesy. Tak więc wśród map stosowanych wyróżnić możemy:

c/ mapy „bonitacyjne”, przedstawiające ocenę istniejących warunków topoklimatycznych, przeprowadzoną z rozmaitych punktów widzenia, zawsze jednak dla pewnych, konkretnych celów;

d/ mapy „prognostyczne”, przedstawiające przestrzennie możliwości poprawy istniejących warunków topoklimatycznych drogą przekształcenia właściwości podłoża atmosfery.

Tego rodzaju klasyfikacja map nazwanych przez nas topoklimatycznymi siłą rzeczy powinna być traktowana jako podział umowny. Zdarza się też, że na jednej mapie spotykamy elementy charakterystyczne dla dwóch czy nawet trzech z wyróżnionych przez nas rodzajów; utrudnia to, a nawet uniemożliwia zaliczenie danej mapy do określonej klasy. Zaproponowana klasyfikacja ma jednak w pewnym sensie także charakter metodyczny, ponieważ każdy z wyróżnionych rodzajów tych map wymaga odmiennych metod ich sporządzania.

4.1.1. MAPY ANALITYCZNE

4.1.1.1. POMIARY W TERENIE

Szczegółowe mapy poszczególnych elementów czy też wskaźników klimatu można wykonać na podstawie danych liczbowych, będących wynikiem obserwacji lub pomiarów. Jednakże zwykła sieć stacji meteorologicznych na ogół nie jest wystarczająca do przedstawienia takiego zróżnicowania przestrzennego w skali topoklimatycznej. Z tego powodu konieczne jest oparcie się na wynikach pomiarów wykonywanych sporadycznie, w ciągu specjalnie do tego celu wybranych, stosunkowo krótkich okresów czasu, reprezentujących czy to różne pory roku, czy też – różne sytuacje synoptyczne, czy nawet charakterystyczne pory doby.

Wybór właściwego czasu pomiarów terenowych jest rzeczą istotną. Nie jest przecież rzeczą możliwą ani nawet konieczną wykonanie serii pomiarowych w ciągu wszystkich sytuacji pogodowych, charakterystycznych dla danego miejsca czy regionu. Najbardziej interesujące jest określenie rozkładu badanego elementu czy zjawiska wtedy, kiedy występuje jego największe zróżnicowanie przestrzenne. Wiemy zaś, że zróżnicowanie to w odniesieniu na przykład do temperatury powietrza czy jego wilgotności jest najwyraźniejsze podczas pogody typu „radiacyjnego”, charakteryzującej się brakiem zachmurzenia, a jednocześnie ciszą lub słabym wiatrem [Yoshino 1984]. Dlatego też w tym właśnie typie pogody wykonuje się zwykle pomiary, mające służyć sporządzeniu map topoklimatycznych. Najczęściej też bierze się pod uwagę okres wegetacyjny, kiedy ma miejsce najbujniejszy rozwój szaty roślinnej, wpływającej w sposób istotny na warunki topoklimatyczne. Z drugiej jednak strony wiemy, że niektóre zjawiska meteorologiczne wykazują bardzo duże zróżnicowanie przestrzenne także podczas innych typów pogody, jak to ma miejsce w odniesieniu na przykład do wiatru, jego prędkości i kierunku, oraz do przenoszonego przez wiatr zanieczyszczenia atmosfery. Wszystko to wymaga dobrej znajomości nie tylko meteorologii czy klimatologii dynamicznej i synoptycznej, ale też i fizyki dolnych warstw atmosfery.

Niektóre z tych trudności dają się przynajmniej częściowo usunąć przy prowadzeniu pomiarów terenowych sposobem stacjonarnym – jednocześnie w znacznej liczbie punktów, i to podczas okresu wystarczająco długiego do objęcia nim najbardziej charakterystycznych sytuacji pogodowych. Jednakże tego rodzaju rozwiązanie rzadko tylko daje się zrealizować, przede wszystkim ze względu na koszty związane z tworzeniem takiej specjalnie zagęszczonej sieci pomiarowej [Moser 1979]. Zwykle więc pomiary topoklimatyczne prowadzone są sposobem patrolowym, kolejno na z góry wybranych i wyznaczonych stanowiskach. Wybór tych stanowisk ma tu podstawowe znaczenie [Endlicher 1980, 1980a; Undersingh 1990]. Chodzi bowiem o to, by reprezentowały one rozmaite typy topoklimatu. Klimatolog prowadzący tego rodzaju badania musi więc odznaczać się nie tylko dobrą znajomością danego terenu, ale także znajomością prawidłowości rządzących

oddziaływaniem różnych czynników lokalnych na warunki klimatyczne. Wszystko to przemawia za koniecznością wykształcenia i doświadczenia o charakterze geograficznym.

Zakres pomiarów może być rozmaity, przy czym najczęściej uwzględnianym elementem bywa temperatura. Pamiętać jednak musimy o tym, że temperatura powierzchni, a przez to także temperatura powietrza w warstwie przyziemnej jest w ostatecznym rozrachunku tylko wynikiem wymiany ciepła, zachodzącej na tej powierzchni. Ilościowo proces tej wymiany ujmuje równanie bilansu cieplnego powierzchni granicznej. Dlatego też wyjaśnienie przyczyn niejednakowego rozkładu przestrzennego temperatury można przeprowadzić najlepiej drogą analizy bilansu cieplnego i jego struktury. Stąd też zakres badań powinien obejmować pomiary tych wielkości, które bądź to informują nas bezpośrednio o wartościach poszczególnych strumieni energii, bądź też – pozwalają na ich wyznaczenie drogą pośrednią.

W badaniach topoklimatycznych szczególnie duże znaczenie mają nie tyle same wartości bezwzględne mierzonych elementów lub wskaźników, co ich wartości względne w postaci na przykład odchyleń od wartości zmierzonych w punkcie odniesienia; takim punktem bywa najczęściej stacja meteorologiczna położona na badanym terenie lub w jego sąsiedztwie [Harrison 1967]. Jeżeli dla takiej stacji dysponujemy stosunkowo długą serią obserwacyjną, to istnieje dzięki temu możliwość nawiązania wyników dorywczych pomiarów wykonanych w terenie do wartości średnich, długookresowych. Tego rodzaju nawiązanie powinno być jednak przeprowadzone w odniesieniu nie do średnich na przykład miesięcznych czy sezonowych, lecz do średnich za pewne wybrane tylko dni, w których panowały warunki pogodowe tego samego typu, co i podczas naszych badań terenowych. Takie wydzielenie można najlepiej przeprowadzić biorąc pod uwagę zachmurzenie i prędkość wiatru, jako najbardziej istotne elementy meteorologiczne, określające typ pogody decydujący o wymianie energii przy powierzchni czynnej, a przez to – o strukturze bilansu cieplnego i jej zmienności w ciągu doby; oczywiście łączyć można tylko dni z danym typem pogody, jakie wystąpiły podczas jednej tylko pory roku, tak aby uniknąć wpływu cyklu rocznego na badane odchylenia. Ogólnie rzecz biorąc stwierdzić trzeba, że w badaniach topoklimatycznych interesują nas bardziej różnice między wydzielonymi jednostkami przestrzennymi, niż odpowiadające tym jednostkom wartości bezwzględne elementów czy wskaźników klimatycznych.

4.1.1.2. POMIARY ZDALNE (TELEDETEKCJA)

Niezależnie od pomiarów wykonywanych bezpośrednio w terenie coraz większego znaczenia w topoklimatologii i w kartowaniu topoklimatycznym nabierają metody teledetekcyjne. Chodzi tu zarówno o zdjęcia lotnicze, jak i o obrazy satelitarne. Na podstawie zdjęć lotniczych wyznaczyć można zasięgi powierzchni w przybliżeniu jednorodnych, o jednakowych lub zbliżonych właściwościach, czego nie da się odczytać z mapy topograficznej [Fezer 1975; Kaunas i Pjatrauskas 1990]. Dzięki temu stanowią one istotne pomocnicze narzędzie dla klimatologa w kartowaniu terenu. Natomiast główną zaletą

obrazów satelitarnych jest to, że dostarczają one danych jednoczesnych dla stosunkowo dużych obszarów. W topoklimatologii największe znaczenie mają przede wszystkim dane dotyczące temperatury powierzchni granicznej T_0 . Jak już była o tym mowa, wielkość ta stanowi ostateczny efekt procesu wymiany ciepła między atmosferą a jej podłożem. Rozkład przestrzenny T_0 można wyznaczyć na podstawie pomiarów uchodzącego promieniowania długofalowego w zakresie, w którym atmosfera jest dla tego promieniowania praktycznie przepuszczalna, a więc w tak zwanych „oknach” atmosferycznych, i to w warunkach nieba bezchmurnego; chmury – a także mgły – stanowią bowiem nieprzepuszczalny ekran dla promieniowania długofalowego L^\uparrow [Paszyński 1990].

Uchodzący od powierzchni ku górze strumień L^\uparrow odpowiada – zgodnie z prawem Stefana-Boltzmanna – temperaturze tej powierzchni. Przy wyznaczaniu wartości T_0 dla danego miejsca konieczne jest jednak uwzględnienie kilku czynników, a mianowicie:

- a/ niejednakowej zdolności emisyjnej ε dla różnych rodzajów powierzchni czynnej,
- b/ wpływu warstwy atmosfery między powierzchnią ziemi a satelitą na osłabienie strumienia L^\uparrow ,
- c/ zmieniającej się w czasie wartości współczynnika wzorcowania aparatury pomiarowej umieszczonej na satelicie [Gossmann 1984].

Błąd spowodowany niejednakową wartością ε bywa na ogół niewielki. Poza sztucznymi powierzchniami tworzącymi na przykład zabudowę miejską [Fezer 1975] wartość ε wykazuje nieznaczne tylko zróżnicowanie przestrzenne i jest przeważnie zbliżona do jedności. Znaczny natomiast może być błąd spowodowany pochłanianiem strumienia L^\uparrow w atmosferze; błąd ten zależy od wysokości danego miejsca, a także – od rzeczywistej wartości T_0 . Im silniejsze jest to oddziaływanie atmosfery, tym mniejsze stają się różnice między sąsiednimi elementami obrazu. Powstające w ten sposób zniekształcenia są na ogół mniejsze na obrazach termalnych odnoszących się do pory nocnej niż dziennej. Zanieczyszczenie atmosfery w postaci zawieszonych w niej cząsteczek pyłu stanowi dodatkowe źródło różnicy między zmierzoną a rzeczywistą wartością T_0 [Atawater 1971].

Niezależnie od konieczności uwzględnienia wspomnianych poprawek, istnieją także dość poważne ograniczenia w wykorzystaniu obrazów satelitarnych do celów topoklimatologii. Najbardziej przydatne są dla nas dane uzyskane w warunkach nieba bezchmurnego, a więc głównie podczas antycyklonalnych sytuacji synoptycznych, i to z dwóch powodów. Po pierwsze bowiem zachmurzenie uniemożliwia otrzymanie rzetelnych danych dotyczących stanu termicznego na powierzchni. Po drugie zaś – właśnie podczas pogody bezchmurnej ma miejsce najsilniejsze zróżnicowanie termiczne, co z topoklimatycznego punktu widzenia jest właśnie najbardziej interesujące. Natomiast rzadko tylko udaje się uzyskać odpowiednie zdjęcia termalne z kolejno po sobie następujących dni i nocy; przyczyną tego jest pojawianie się – głównie na wiosnę i w lecie – zachmurzenia typu konwekcyjnego w godzinach południowych i popołudniowych, z drugiej zaś – pojawianie się

mgieł radiacyjnych w godzinach nocnych, a więc właśnie w tych porach doby, kiedy satelity o orbitach okołobiegunowych przelatują nad badanym terenem [Gossmann 1977].

Obrazy termalne uzyskane z samolotów, śmigłowców czy z satelitów wymagają najczęściej nawiązania do danych z pomiarów naziemnych, tak by temperaturę powierzchni można było przekształcić z pewnym przybliżeniem na temperaturę powietrza nad tą powierzchnią. Trzeba przy tym brać pod uwagę fakt, że w okresie wegetacyjnym satelita „widzi” raczej powierzchnię szaty roślinnej niż powierzchnię gruntu, co sprawia, że zmierzona wtedy wartość T_0 jest stosunkowo bliska temperatury powietrza, od której temperatura liści różni się na ogół tylko nieznacznie. Natomiast w okresie zimowym T_0 odnosi się raczej do samej powierzchni gruntu zależąc przede wszystkim od bardzo zmiennych warunków glebowych. Te sezonowe różnice w małym tylko stopniu odnoszą się do obszarów leśnych.

Porównanie danych satelitarnych z wynikami pomiarów naziemnych jest utrudnione przede wszystkim dlatego, że te ostatnie odnoszą się zwykle do konkretnych punktów, w których wykonuje się takie pomiary, na przykład na stacjach meteorologicznych. Natomiast obrazy satelitarne składają się z danych już przestrzennie uśrednionych dla pól o rozmiarach rzędu 1 km^2 . Dodać wreszcie trzeba, że pora doby, w której satelita przelatuje nad danym miejscem, na ogół nie pokrywa się z czasem występowania skrajnych wartości temperatury, przede wszystkim – temperatury minimalnej pojawiającej się podczas wspomnianej pogody „radiacyjnej” zazwyczaj przed samym wschodem Słońca.

Mimo tych trudności obrazy satelitarne dostarczyły wiele cennych informacji na temat przestrzennego zróżnicowania terenu pod względem termicznym, które to informacje mogły być następnie wykorzystane przy wydzielaniu odmiennych topoklimatów i wyznaczaniu ich zasięgów. Pozwoliło to na rozszerzenie naszej wiedzy na ten temat, bądź też – na potwierdzenie niektórych naszych dotychczasowych przypuszczeń. Szczególnie interesujące i ważne okazały się wnioski, jakie wynikają z rozkładu T_0 w okresie wegetacyjnym podczas pogodnych nocy. Stwierdzono mianowicie, że:

- a/ w nocy najcieplejsze są zazwyczaj powierzchnie lasów, miast i osiedli, zaś w terenie o urozmaiconej rzeźbie – powierzchnie górnych partii zboczy; natomiast najzimniejsze są wtedy dna obniżen i płaskie powierzchnie wyniesień;
- b/ rozkład T_0 pozwala na wyznaczenie zasięgów ciepłej strefy zboczowej oraz zastoisk zimnego powietrza w dolinach, a przez to także intensywności wiatru górskiego u wylotu tych dolin; okazało się również, że miąższość i pionowy zasięg warstwy zimnego powietrza (zastoiska zimnego powietrza) zależą w pewnym stopniu od kierunku wiatru górnego, a także od stosunku przekroju poprzecznego doliny do wielkości obszaru źródłowego, skąd spływa zimne powietrze [Bergen 1969];
- c/ na terenach wyniesionych wartości T_0 powierzchni leśnych są stosunkowo wysokie w porównaniu z obszarami niezalesionymi, co wskazuje na względnie duże natężenie strumienia H dochodzącego od atmosfery do powierzchni lasu; świadczy to o większym

znaczeniu obszarów zalesionych niż pól uprawnych czy łąk, jako obszarów źródłowych w nocnym ochładzaniu dolnych warstw powietrza i jego spływie grawitacyjnym [Parlow 1983];
d/ różnice T_0 między terenami zalesionymi a niezalesionymi zależą w dużym stopniu od ukształtowania terenu.

Rozkład wartości T_0 pozwala określić, z dość dużą dokładnością, zasięg miejskiej „wyspy ciepła” i to zarówno w porze nocnej, jak i dziennej [Lo i in. 1997]. Stosunkowo wysokie wartości T_0 mogą być następstwem odmiennych właściwości termicznych substancji tworzących zabudowę miejską w porównaniu z warunkami naturalnymi, lub też – małego uwilgotnienia podłoża atmosfery. Mogą one też być wywołane emisją znacznych ilości ciepła „sztucznego” do atmosfery [Garnett i Bach 1965; Goward 1981; Oke 1982]. Zróżnicowanie przestrzenne T_0 występuje także w obrębie aglomeracji miejskich i przemysłowych. Daje się przy tym stwierdzić wyraźny wpływ gęstości i wysokości zabudowy, a także udziału w niej terenów zielonych. Na tej podstawie można wyodrębnić różniące się pod względem topoklimatycznym dzielnice wielkich miast [Eriksen 1976; Alcoforado 1986]. Ogólnie więc można powiedzieć, że temperatura powierzchni czynnej stanowić może istotne kryterium wydzielania odrębnych jednostek fizycznogeograficznych, przede wszystkim zaś – topoklimatycznych, a także wyznaczania ich zasięgów przestrzennych.

Niezależnie od rozkładu T_0 dane uzyskane z satelitów o orbitach okołobiegunowych w postaci obrazów termalnych pozwalają też na określenie zasięgów mgieł radiacyjnych, stanowiących dość powszechne zjawisko w porze nocnej podczas pogody „autochtonicznej”. Pojawianie się tego rodzaju mgieł i ich zasięg stanowić może również jedną z podstaw służących do wydzielania odrębnych topoklimatów. Jednakże właściwa interpretacja obrazów satelitarnych z tego punktu widzenia może być czasami obciążona dużym błędem – zwłaszcza wtedy, kiedy temperatura górnej powierzchni mgieł nie różni się od T_0 terenów sąsiednich wolnych od mgły [Paul i Schneider 1984; Wanner i Kunz 1983].

W ostatnich latach podjęto próby wyznaczenia na podstawie danych satelitarnych nie tylko temperatury samej powierzchni granicznej, lecz również zmian temperatury powietrza z wysokością w warstwie przyziemnej [Keuler 1977]. Na razie jednak trudno jeszcze mówić o praktycznych możliwościach określenia w ten sposób pionowych gradientów tego elementu meteorologicznego, tak by na ich podstawie dało się ewentualnie ocenić strumień ciepła jawnego H . Stosunkowo mała jest też przydatność tak zwanego wskaźnika roślinności (*vegetation index*) dla badań o charakterze topoklimatycznym, mimo jego dużej użyteczności do wyznaczania parowania, czy też strumienia ciepła utajonego E w skali regionalnej [Gallo i Tarpley 1996; Lyons i in. 1996].

Przy sporządzaniu map analitycznych stosunkowo rzadko stosowana jest metoda izarytmiczna [Unger i Ondok 1995; Yamashita 1996]. Czasami zresztą – przy przedstawianiu przestrzennego rozkładu pojedynczych elementów klimatu za pomocą izolinii – bierze się pod uwagę jedynie ich wartości skrajne, wydzielając w ten sposób obszary o wartościach bądź to większych, bądź też mniejszych od pewnych przyjętych progów, a więc szczególnie

wybijające się z otoczenia. Metoda izarytmiczna nie zawsze też oddaje zróżnicowanie przestrzenne danej wielkości w sposób odpowiadający rzeczywistości. Z tego powodu większość tego rodzaju map ogranicza się do pokazania na przykład warunków termicznych w postaci pewnych obszarów mniej lub bardziej ciepłych czy też chłodnych, przy czym zasięgi (granice) tych obszarów nie zawsze bywają przeprowadzone w sposób ścisły i jednoznaczny. Wynika to z faktu, że granice topoklimatyczne w rzeczywistości są zwykle nieostre – są to raczej pewne strefy przejściowe niż linie graniczne, do jakich jesteśmy przyzwyczajeni na mapach szczegółowych, odnoszących się do innych składników środowiska geograficznego, takich jak rzeźba, gleby czy szata roślinna. Z tego też względu skala map topoklimatycznych nie może być zbyt duża – wydaje się, że skala 1:25 000 stanowi w tym przypadku wartość dopuszczalną; rysunek w większej skali stanowiłby tylko mylące złudzenie dużej dokładności. W skali 1:25 000 wykonana została mapa topoklimatyczna okolic Bazylei w Szwajcarii [Marr 1970]. Na objętym nią terenie wydzielono pięć stref zimnych, występujących w porze nocnej, o różnym natężeniu nocnego spadku temperatury powietrza, ale jedną tylko strefę ciepłą w ciągu dnia. Nieco podobny charakter ma mapa niewielkiego regionu, położonego w środkowej części Turynii w Niemczech [Haase 1964]. Mapa ta, – również w skali 1:25 000 – przedstawia zasięgi tak zwanych „klimatopów”. Wyróżniono na niej, między innymi, trzy strefy zimne (o natężeniu słabym, silnym i bardzo silnym), występujące głównie w dolinach i obniżeniach, i analogicznie trzy różne strefy ciepłe na zboczach, pojawiające się podczas pogodnych nocy. Dodać trzeba, że na obu tych mapach zasięgi wyróżnionych stref celowo przeprowadzone zostały stosunkowo niezbyt precyzyjnie. Tego rodzaju rozgraniczenia siłą rzeczy nie mogą być bardzo dokładne, bowiem nie są one na ogół stałe, lecz zmieniają swoje położenie w terenie w ciągu kolejnych dni, nawet przy tej samej sytuacji synoptycznej i przy takich samych warunkach pogodowych.

Są także inne jeszcze trudności kartograficznego przedstawienia zagadnień topoklimatycznych. Wynikają one przede wszystkim z okresowej zmienności warunków meteorologicznych zarówno w cyklu dobowym, jak i w cyklu rocznym. Z tego powodu, przy sporządzaniu map topoklimatycznych występuje konieczność uwzględnienia – obok zmienności przestrzennej przedstawianych cech czy elementów – także ich zmienności w czasie, w przeciwieństwie do innych składników środowiska geograficznego, takich jak rzeźba terenu, gleby, szata roślinna, stosunki wodne itd. Z punktu widzenia topoklimatologii zasadnicze znaczenie ma cykl dobowy. Wpływ podłoża na powstawanie różnic topoklimatycznych jest bowiem spowodowany innymi czynnikami w dzień, a innymi w nocy. W ciągu dnia na ogół decydującą rolę odgrywa zróżnicowanie pod względem ilości energii dochodzącej drogą promieniowania słonecznego, co wywołuje różnice termiczne na przykład między zboczami o jednakowym nachyleniu lecz o różnej wystawie (ekspozycji); natomiast w nocy wystawa zboczy odgrywa rolę drugorzędną [Fuss 1959]. W ciągu nocy raczej spływ zimnego powietrza decyduje o rozwoju sytuacji termicznej, co prowadzi do zróżnicowania topoklimatycznego, przede wszystkim według stref wysokościowych [Fritschen i Qian 1990; Yoshino 1984].

Wspomnieć tu trzeba także o mapach topoklimatycznych, przedstawiających stosunki termiczne w postaci średnich odchyień danego elementu czy zjawiska od wartości przyjętych za przeciętne dla badanego terenu. Dobrym przykładem takiego podejścia jest seria map biotopoklimatycznych okolic Ciechocinka w skali 1:50 000 [Kozłowska-Szczęśna 1964, 1965]. Na mapach tych pokazano strefy o różnych odchyleniach (dodatnich i ujemnych) temperatury efektywnej od wartości obserwowanych jednocześnie na miejscowej stacji meteorologicznej, i to osobno dla dziennej i dla nocnej pory doby, a także – wydzielone w podobny sposób strefy o różnych odchyleniach wielkości wpływających bezpośrednio na wartości owej temperatury efektywnej, a więc temperatury powietrza, wilgotności powietrza i prędkości wiatru. Podobny charakter ma też „Mapa „nagrzewania się i ochładzania przyziemnej warstwy powietrza” [Skoczek i in. 1989], na której wyróżniono obszary nagrzewające się słabo, umiarkowanie, silnie i bardzo silnie w ciągu dnia oraz silnie, umiarkowanie i słabo ochładzające się w ciągu nocy.

4.1.2. MAPY SYNTETYCZNE

Mapy topoklimatyczne, zaliczone przez nas do grupy (klasy) map „syntetycznych”, różnią się od map „analitycznych” tym, że pokazują one rozmieszczenie na danym terenie nie pojedynczych elementów czy wskaźników klimatu, lecz odrębnych jednostek – topoklimatów, w ten czy w inny sposób wydzielonych. Stąd też odmienne są sposoby sporządzania takich map „syntetycznych”. Ogólnie można powiedzieć, że podstawą wydzielania jednostek topoklimatycznych o charakterze typologicznym i wyznaczania ich zasięgów geograficznych jest rozkład nie poszczególnych elementów klimatu, co raczej ich całych zespołów, pozwalających możliwie wszechstronnie scharakteryzować dany rodzaj, czy typ topoklimatu. Ponieważ zaś te charakterystyczne cechy każdego topoklimatu zależą przede wszystkim od różnych czynników natury lokalnej, wobec tego zróżnicowanie przestrzenne tych czynników wysuwa się często na plan pierwszy jako podstawa kartowania topoklimatów. W tym więc przypadku pomiary przyrządowe grają rolę raczej pomocniczą, pozwalając z jednej strony na scharakteryzowanie wyróżnionych jednostek od strony ilościowej, z drugiej zaś – na sprawdzenie i ewentualne zmodyfikowanie wniosków, wpływających z analizy przestrzennego rozkładu owych czynników modyfikujących lokalne warunki klimatyczne.

Do tego rodzaju czynników należą przede wszystkim cechy morfometryczne terenu, wynikające z jego urzeźbienia, a więc nachylenie i wystawa zboczy; mają one znaczenie decydujące dla ich nasłonecznienia, to znaczy ilości otrzymywanej energii słonecznej. Z tego powodu, określony sposobem kartometrycznym stopień nasłonecznienia stanowi często jedno z podstawowych kryteriów przy sporządzaniu map odrębnych topoklimatów [Niedźwiedź i Obrębska-Starkłowa 1972]. Tego rodzaju podejście zastosowano przy opracowaniu na przykład szczegółowych map niektórych obszarów Moraw [Quitt 1970, 1990]. Przeważnie jednak bierze się pod uwagę jedynie względne wartości bezpośredniego promieniowania słonecznego, chociaż dla gospodarki cieplnej powierzchni czynnej i przyziemnych warstw

atmosfery istotne znaczenie ma ogólna ilość dochodzącego promieniowania słonecznego w postaci promieniowania całkowitego.

Również w typologii topoklimatycznej, opracowanej w Zakładzie Klimatologii Uniwersytetu Jagiellońskiego, wzięto pod uwagę – jako kryterium przewodnie – ukształtowanie terenu. Poszczególnym formom przypisano następnie charakterystyczne dla nich cechy termiczne i wilgotnościowe [Obrębska-Starkłowa 1972; Hess i in. 1975].

Ukształtowanie terenu ma istotne znaczenie nie tylko w odniesieniu do ilości otrzymywanego przez powierzchnię ziemi promieniowania słonecznego w porze dziennej, lecz także – w odniesieniu do lokalnego napływu i stagnacji zimnego powietrza w porze nocnej [Avisar i Mahrer 1988]. W tym przypadku bardzo ważną rolę odgrywa także pokrycie terenu przez szatę roślinną, czy też przez zabudowę.

4.1.3. MAPY BONITACYJNE

Jeśli chodzi o mapy trzeciej grupy, nazwane przez nas mapami bonitacyjnymi, czy też oceniającymi, to ich opracowanie wymaga współpracy klimatologa z różnymi specjalistami. Sam klimatolog nie jest bowiem w stanie określić bezbłędnie oddziaływania warunków klimatycznych na różne rodzaje działalności gospodarczej i społecznej, czy też – na rozmaite zjawiska zachodzące w naszym środowisku. Jest rzeczą zrozumiałą, że każda ocena może być dokonana tylko na ściśle określone potrzeby. Trudno jest nawet mówić o ocenie warunków klimatycznych na przykład na potrzeby rolnictwa – byłaby to ocena zbyt ogólna, ponieważ różne rodzaje upraw mogą mieć pod tym względem niejednakowe wymagania [Schnelle 1968; Davies 1978]. Tak na przykład warunki topoklimatyczne uważane za sprzyjające uprawom warzywniczym mogą okazać się niekorzystne dla sadownictwa i odwrotnie. Z tych względów każda mapa topoklimatyczna o charakterze oceniającym powinna być sporządzona w jasno sprecyzowanym celu, któremu ma ona służyć. Warto tu dodać, że P.H. Voss [1998] w swojej, wspomnianej już klasyfikacji map topoklimatycznych, określa mapy bonitacyjne nazwą: „mapy przydatnościowe” („climatic suitability maps”).

Istnieje wiele szczegółowych map topoklimatycznych, zasługujących na zaliczenie ich do grupy map bonitacyjnych. Szczególnie liczne są tego rodzaju mapy, wykonywane dla potrzeb planowania przestrzennego, i to głównie obszarów miejskich [Mattsson i Lindquist 1989]. Znacznym dorobkiem pod tym względem wykazać się może tak zwana fizjografia urbanistyczna. Wiele takich map, zawierających element oceny z punktu widzenia potrzeb budownictwa mieszkaniowego, sporządzonych zostało w okresie centralnego planowania dla różnych miast i osiedli w Polsce przez biuro projektów „Geoprojekt”. Na mapach tych wyróżniono tereny odznaczające się warunkami klimatycznymi bądź to wybitnie niekorzystnymi, bądź też szczególnie przydatnymi do stałego zamieszkiwania. Inna sprawa, że planiści lub urbaniści nie zawsze potrafili czy chcieli uwzględnić w projektowaniu zagospodarowania przestrzennego ocenę przedstawioną na tych mapach przez klimatologów.

Również dla większości polskich uzdrowisk sporządzono mapy topoklimatyczne, przedstawiające przydatność poszczególnych wyróżnionych jednostek topoklimatycznych dla lecznictwa czy wypoczynku. Wspomnieć tu trzeba szereg takich map wykonanych w Zakładzie Klimatologii IG PAN, na przykład terenów Ciechocinka, Iwonicza, Rymanowa itd. [Błażejczyk 1988, 1990]. Mapy te stanowią dobry przykład stosowanych map „biotopoklimatycznych”. Spośród licznych map tej grupy wymienić warto takie, na których wyróżnione zostały tereny o klimacie miejscowym mniej lub bardziej oszczędzającym, czy też bodźcowym.

Cały zestaw tego rodzaju map o charakterze oceniającym zawiera opracowanie klimatu lokalnego kantonu Vaud w Szwajcarii [Primault 1972]. Są to mapy wykonane głównie w skali 1:200 000. Ocenę warunków topoklimatycznych przeprowadzono z wielu różnych punktów widzenia i na różne potrzeby praktyczne, takie jak ogrodnictwo, uprawa winorośli, mieszkalnictwo, turystyka, klimatoterapia, przemysł, komunikacja i transport itp. Pokazano na nich tereny w różnym stopniu przydatne, pod względem klimatycznym, dla wymienionych rodzajów działalności człowieka. Dodajmy, że poza mapami bonitacyjnymi w opracowaniu tym znalazł się także cały szereg map, należących do wyróżnionej przez nas grupy map analitycznych; są to mapy przedstawiające rozkład różnych elementów czy też wskaźników klimatu, takich jak średnie i skrajne wartości temperatury powietrza, uśłonecznienie możliwe, mgły, lokalne wiatry itd. W sumie opracowanie to zawiera 28 map topoklimatycznych tego obszaru; niestety, brak wśród nich osobnej mapy syntetycznej, która przedstawiałaby występowanie na tym terenie różnych typów topoklimatu.

Najwięcej jednak map o charakterze bonitacyjnym wykonano na potrzeby rolnictwa i poszczególnych jego gałęzi. Wynika to z faktu, że rolnictwo jest tą właśnie dziedziną działalności gospodarczej, która w największym chyba stopniu uzależniona jest od warunków klimatycznych [Volz 1984]. Chodzi tu więc o tak zwane bonitacje agrotopoklimatyczne, w pewnym stopniu analogiczne do bonitacji glebowej [Jeanneret i Vautier 1977; Pálffy 1995; Peters 1977]. Informacje zawarte w tego rodzaju mapach bywają wykorzystywane na potrzeby optymalizacji produkcji rolniczej, a czasami także do celów fiskalnych, jak to się dzieje w niektórych krajach o silnie zróżnicowanych warunkach klimatycznych.

4.1.4. MAPY PROGNOSTYCZNE

Stosunkowo rzadko natomiast spotyka się mapy nazwane przez nas „prognostycznymi”, a więc takie, które zawierają przedstawione w ujęciu kartograficznym wskazówki, dotyczące tak zwanych melioracji klimatu. Przy obecnym stanie rozwoju techniki zabiegi takie możliwe są jedynie w odniesieniu do warunków topoklimatycznych, i to jedynie na stosunkowo niewielkich obszarach. Podkreślić trzeba, że nie chodzi tu o czynne przeciwdziałanie niekorzystnym czy szkodliwym zjawiskom meteorologicznym w postaci na przykład rozpraszania mgły, czy też zwalczania przymrozków poprzez mieszanie powietrza nad czułymi uprawami. Mówiąc o melioracjach topoklimatycznych mamy na myśli celowe przekształcanie fizycznych właściwości podłoża atmosfery, tak by spowodować w ten sposób

stałą poprawę istniejących warunków poprzez odpowiednie na określone potrzeby zmiany klimatu miejscowego [Kuttler 1993].

We wspomnianym już studium klimatycznym kantonu Vaud znajduje się między innymi mapa, pokazująca strefy, w których zalecane jest utworzenie zadrzewień; zadrzewienia te miałyby na celu nie tylko zmniejszenie prędkości wiatru, a przez to i ograniczenie parowania z terenów rolniczych, lecz także – regulację spływów zimnego powietrza powodujących powstawanie silnych lokalnych inwersji temperatury podczas pogodnych nocy. Na innej z map przedstawiono obszary, gdzie powinno się stosować dodatkowe nawadnianie, a to ze względu na wyjątkowo intensywne parowanie na tych terenach, najczęściej wystawianych na stosunkowo silne suche wiatry lokalne.

Do tej kategorii map „prognostycznych” zaliczyć też trzeba kartograficzne próby „ostrzegania” przed niepożądanymi, a nawet szkodliwymi przekształceniami wprowadzanymi w istniejący stan zagospodarowania terenu, które mogłyby spowodować niekorzystne pod względem klimatycznym następstwa [Geiger 1977].

4.2. WYDZIELANIE I KARTOWANIE TOPOKLIMATÓW NA PODSTAWIE WYMIANY ENERGII MIĘDZY ATMOSFERĄ A PODŁOŻEM

4.2.1. ZASADY OGÓLNE

Z uwagi na tę – przedstawioną w rozdziale 4.1. – ogromną różnorodność dotychczasowych prób kartowania topoklimatycznego i spowodowany tym brak porównywalności między tak wykonywanymi mapami topoklimatycznymi, wyłania się konieczność ich ujednolicenia zarówno pod względem zawartej treści, jak też – metod i sposobów ich sporządzania. Chodzi tu więc o swego rodzaju „standaryzację” kartograficznego sposobu przedstawiania zróżnicowania topoklimatycznego. Celowi temu ma służyć opisana w dalszym ciągu idea kartowania topoklimatów, oparta na wymianie energii między atmosferą i jej podłożem, jako najważniejszym od strony genetycznej procesie, kształtującym warunki klimatyczne w skali lokalnej.

Przystępując do sporządzania mapy topoklimatów zdawać musimy sobie sprawę z istniejących nieuniknionych trudności kartograficznego przedstawienia zagadnień topoklimatycznych. Trudności te wynikają ze wspomnianej już okresowej zmienności warunków meteorologicznych zarówno w cyklu dobowym, jak i w cyklu rocznym. Występuje więc konieczność uwzględnienia – obok zmienności przestrzennej – także zmienności w czasie, co wymaga stosowania specjalnego podejścia do kartowania topoklimatu – w przeciwieństwie do innych składników środowiska geograficznego, w znacznie mniejszym stopniu podlegających zmianom okresowym [Alcoforado 1989].

Ogólnie można stwierdzić, że wpływ podłoża na powstawanie różnic lokalnych w wymianie energii między atmosfera a podłożem – a tym samym i w strukturze bilansu

ciepłego powierzchni czynnej – jest spowodowany innymi przyczynami, a więc i innymi czynnikami w dzień, a innymi w nocy. Jest to szczególnie widoczne na terenach o urozmaiconej rzeźbie. W ciągu dnia na ogół decydującą rolę odgrywa tam przestrzenne zróżnicowanie ilości energii dochodzącej do powierzchni czynnej drogą promieniowania, co wywołuje różnice termiczne między zboczami o jednakowym nachyleniu lecz o różnej wystawie (ekspozycji). Natomiast w nocy ekspozycja zboczy odgrywa – w porównaniu z ich nachyleniem – rolę drugorzędną. W ciągu nocy to raczej spływ zimnego powietrza decyduje o rozwoju sytuacji termicznej, co prowadzi do zróżnicowania przestrzennego według na przykład stref wysokościowych [Gross 1983; Parlow 1983; Person 1997].

Te różnice między porą dzienną a porą nocną, dotyczące oddziaływania czynników lokalnych na wymianę energii między atmosferą a jej podłożem, obserwujemy zresztą także i na terenach płaskich [Weise 1978]. W tym przypadku istotne znaczenie w kształtowaniu się lokalnych różnic przestrzennych ma nie tyle ilość dochodzącego promieniowania słonecznego, co jego pochłanianie przez powierzchnię czynną w godzinach dziennych. W nocy natomiast decydującą rolę odgrywa dopływ ciepła do powierzchni czynnej, tak od podłoża, jak i od samej atmosfery, kompensujący straty ciepła przez wypromieniowanie w zakresie długofalowym. W tym więc przypadku istotnym czynnikiem są właściwości termiczne podłoża (to jest jego pojemność cieplna i przewodnictwo cieplne), a w pewnym stopniu także stan samej atmosfery [Toritani 1990].

4.2.2. TYPOLOGIA WYMIANY ENERGII NA POWIERZCHNI CZYNNEJ

Jednym z celów badania wymiany energii, zachodzącej między atmosferą a jej podłożem, jest określenie charakterystycznych dla danego miejsca czy obszaru cech tego procesu; pozwala to bowiem z kolei na zaliczenie danego miejsca do określonego typu klimatu. Taką klasyfikację owych charakterystycznych form wymiany możemy przeprowadzić biorąc pod uwagę bądź to przebieg roczny, bądź też – przebieg dobowy głównych składników bilansu ciepłego powierzchni czynnej. W skali regionalnej bardziej przydatny do tego celu jest przebieg roczny, natomiast przebieg dobowy składników bilansu ciepłego ma istotne znaczenie przede wszystkim dla klasyfikacji w skali lokalnej, pozwalając na wyróżnienie poszczególnych topoklimatów.

Przy klasyfikacji topoklimatycznej, biorącej za podstawę wymianę energii między atmosferą a jej podłożem, siłą rzeczy interesują nas przede wszystkim wartości względne poszczególnych strumieni energii. Chodzi tu o odchylenia – dodatnie lub ujemne – tych strumieni, zarówno dochodzących do powierzchni czynnej, jak i od niej uchodzących, od ich wartości, które możemy uważać za standardowe, a więc – za wartości odniesienia. Przez wartości standardowe rozumiemy te, które mają miejsce jednocześnie, w tych samych warunkach pogodowych, na terenie przyjmowanym za typowy dla otoczenia stacji meteorologicznej. Chodzi tu więc o teren płaski, o niezasłoniętym horyzoncie, pokryty niską trawą. Wartości tych odchyleń decydują o odrębnościach różnych topoklimatów, pozwalając na ich wydzielenie na badanym obszarze. Dodajmy w tym miejscu, że pierwsze próby

kartowania topoklimatycznego, biorące pod uwagę właśnie wartości względne niektórych składników bilansu cieplnego powierzchni czynnej, wykonane zostały już przed laty w Zakładzie Klimatologii Instytutu Geografii PAN [Paszyński 1966, 1972a].

Z drugiej strony możemy przyjąć, że istotne znaczenie dla kształtowania się topoklimatów mają wzajemne stosunki pomiędzy poszczególnymi składnikami bilansu energii na powierzchni czynnej. Stosunki te określają z kolei strukturę bilansu cieplnego. Dlatego też obydwie te podstawowe kryteria, to znaczy odchylenia strumieni energii od wartości standardowych, oraz główne cechy struktury bilansu energii, zostały wzięte pod uwagę przy klasyfikacji topoklimatów, a następnie – przy kartowaniu topoklimatycznym.

Jak już wspomniano, istnieje zasadnicza różnica między przebiegiem procesu wymiany energii w ciągu dnia i w ciągu nocy. Inne bowiem składniki bilansu energii i inne cechy jego struktury mają zasadnicze znaczenie w porze dziennej, a inne – w porze nocnej. Z tego względu okazało się rzeczą konieczną wydzielenie przede wszystkim obszarów w przybliżeniu jednolitych klimatycznie – to znaczy mających podobne cechy w odniesieniu do struktury bilansu energii – osobno dla dnia i osobno dla nocy.

Bierzemy przy tym pod uwagę pewien określony typ pogody, charakteryzujący się brakiem zachmurzenia lub tylko niewielkim zachmurzeniem, oraz słabym wiatrem lub ciszą. Ten rodzaj pogody nazywany jest często pogodą „radiacyjną”. Podczas występowania takich właśnie warunków pogodowych poszczególne składniki bilansu energii przyjmują największe wartości bezwzględne, a różnice przestrzenne spowodowane niejednakowym oddziaływaniem podłoża są wtedy najsilniej wyrażone. Ze względu na zmienność sezonową ograniczamy się przy tym przeważnie do jednej tylko pory roku, a mianowicie do okresu wegetacyjnego. W tym bowiem okresie strumienie energii przyjmują największe wartości bezwzględne, a przez to także i różnice między odrębnymi topoklimatami stają się najbardziej wyraźne i najłatwiej uchwytne. Ponadto oddziaływanie lokalnych warunków klimatycznych na różne ekosystemy jest w tej porze roku najsilniejsze, co bezsprzecznie zwiększa zakres i możliwości praktycznego wykorzystania sporządzonej na tej podstawie mapy topoklimatycznej.

W ciągu dnia zasadnicze znaczenie dla wymiany energii między atmosferą a podłożem ma ilość energii w postaci pochłoniętego przez powierzchnię czynną promieniowania słonecznego. Natomiast w godzinach nocnych decydująca rola przypada strumieniowi ciepła dochodzącego do powierzchni czynnej od atmosfery i zależnego w bardzo dużym stopniu od lokalnej adwekcji zimnego powietrza. Dlatego też względne wartości tych dwóch składników bilansu cieplnego przyjmujemy za podstawowe kryteria wydzielenia poszczególnych typów wymiany energii, odpowiednio dla dnia i dla nocy.

Rozważając składniki bilansu energii osobno w porze dziennej i osobno w porze nocnej będziemy mieli na myśli ich wartości uśrednione dla każdej z tych dwóch części doby. Jest przy tym rzeczą oczywistą, że w rozważanym przez nas typie pogody istotny wkład w te wartości średnie w porze dziennej mają wartości pochodzące z godzin okołopołudniowych, kiedy to poszczególne strumienie energii są największe; natomiast znaczenie wczesnych

godzin rannych, jak i późnych godzinnych popołudniowych (krótko po wschodzie Słońca i krótko przed zachodem Słońca) w kształtowaniu się owych wartości średnich jest stosunkowo małe. W nocy sytuacja przedstawia się jednak inaczej, ponieważ zmienność czasowa składników bilansu cieplnego w tej porze doby jest na ogół niewielka, a ich wartości liczbowe tylko nieznacznie zmieniają się. Pewnym wyjątkiem może być tu strumień Q^* , który przyjmuje największe wartości bezwzględne na ogół bezpośrednio po zmianie znaku z dodatniego na ujemny, a to wskutek stosunkowo jeszcze wtedy wysokiej temperatury powierzchni czynnej T_0 ; wartości strumienia Q^* zmniejszają się następnie w ciągu nocy wraz ze spadkiem T_0 . Dodajmy, że podczas interesujących nas warunków pogodowych, podczas tak zwanej pogody „radiacyjnej”, mamy najczęściej do czynienia z następującymi głównymi typami struktury bilansu cieplnego, wyróżnionymi ze względu na kierunek danego strumienia [Skoczek 1970], a mianowicie:

w porze dziennej – $Q^* > 0$, $G < 0$, $H < 0$ (bądź wyjątkowo $H > 0$), $E < 0$, oraz

w porze nocnej – $Q^* < 0$, $G > 0$, $H > 0$, $E > 0$ (bądź $E < 0$).

Porównując w dalszym ciągu między sobą strumienie energii w danej porze doby będziemy jednak mieli na myśli zasadniczo ich wartości bezwzględne, niezależnie od kierunku, a więc – niezależnie od znaku, o ile oczywiście nie będzie to wyraźnie zaznaczone. Konwencja taka ułatwi – jak się wydaje – zrozumienie całej koncepcji wydzielania typów wymiany energii w każdej z dwóch wyróżnionych części doby.

4.2.2.1. TYPY WYMIANY ENERGII W PORZE DZIENNEJ

Wychodząc z założenia, że podstawowe znaczenie w kształtowaniu się lokalnych stosunków klimatycznych w ciągu dnia ma ilość promieniowania słonecznego, dochodzącego do powierzchni czynnej i przez tę powierzchnię pochłoniętego, wydzielić należy przede wszystkim tereny o stosunkowo dużych, stosunkowo małych oraz przeciętnych wartościach strumienia K^* , będącego w tej porze doby głównym członem strony przychodowej bilansu promieniowania. W tym celu bierzemy pod uwagę odchylenia strumienia K^* od wartości uważanych za standardowe dla badanego obszaru, a więc takie, jakie mają miejsce w opisanych w rozdziale 4.2.1. warunkach standardowych, odpowiadających otoczeniu stacji meteorologicznej wyższego rzędu; przypomnijmy, że chodzi tu o teren płaski, nie zasłonięty (o odkrytym horyzoncie), porośnięty niską roślinnością trawiastą. Odchylenia te są przeważnie spowodowane bądź to ukształtowaniem terenu, to znaczy jego wystawą i nachyleniem, a także ewentualnym zacienieniem przez pobliskie wyniosłości, bądź też – wyjątkowo dużą lub wyjątkowo małą zdolnością pochłaniania dochodzącego promieniowania słonecznego, określoną przez współczynnik α (albedo). Jako wartości przeciętne K^* przyjmujemy odchylenia mieszczące się w przybliżeniu w granicach od 0,95 do 1,05 w stosunku do wartości obserwowanych na terenach standardowych. Bierzemy przy tym pod uwagę godziny okołopołudniowe, gdyż ten właśnie przedział czasu ma największe znaczenie dla sumy dziennej K^\downarrow , a przez to – także sumy dziennej K^* .

Uzyskujemy w ten sposób podział na trzy zasadnicze typy, różniące się między sobą względnymi wartościami (odchyleniami) strumienia K^* , a mianowicie: $K^* > K^*_{st}$, $K^* \cong K^*_{st}$, oraz $K^* < K^*_{st}$, gdzie K^*_{st} oznacza strumień pochłoniętego promieniowania słonecznego na terenie „standardowym”. Ponieważ zwiększenie lub zmniejszenie strumienia K^* może być spowodowane różnymi czynnikami (ukształtowanie terenu, albedo powierzchni), należy więc zaznaczyć, który z tych czynników jest w danym przypadku odpowiedzialny za stwierdzone odchylenie. Pamiętać przy tym trzeba, że rzeźba terenu powodować może spadek wartości strumienia K^* zarówno wskutek niekorzystnej ekspozycji, jak też – wskutek zacienienia przez pobliskie wyniosłości zasłaniające horyzont. Czasami zmniejszenie dopływu promieniowania słonecznego K^{\downarrow} bywa też następstwem lokalnego spadku przezroczystości atmosfery wskutek jej zanieczyszczenia (zadymienia czy zapylenia), występującego w dużych miastach i na obszarach silnie uprzemysłowionych. Wymaga to wydzielenia takich terenów jako odrębnej jednostki w ramach typu o ujemnych odchyleniach strumienia $K^* < K^*_{st}$.

Dalszy podział na podtypy wymiany energii w porze dziennej przeprowadzamy biorąc pod uwagę wzajemny stosunek strumieni H/E , a więc – tak zwany stosunek Bowena. W ten sposób otrzymujemy w obrębie uprzednio wyróżnionych typów wymiany (ze względu na wartości strumienia K^*) po dwa podtypy: podtyp z $H < E$ i podtyp z $H > E$. Podstawę tego wydzielenia stanowi przede wszystkim stopień uwilgotnienia powierzchni czynnej, będący następstwem szaty roślinnej i użytkowania ziemi. Zaznaczyć trzeba jednak, że ten podział na podtypy na podstawie stosunku Bowena, odnosi się zasadniczo jedynie do drugiej części okresu wegetacyjnego, kiedy to – po żniwach – na polach uprawnych powierzchnią czynną jest przeważnie ściernisko. Wówczas to oddawanie ciepła w postaci strumienia H na ogół znacznie przewyższa strumień E . Natomiast w pierwszej części okresu wegetacyjnego niemal zawsze na tego rodzaju terenach występuje przewaga strumienia E nad H , co prowadzi do małych wartości stosunku Bowena, tak że przeważnie $H/E < 1$, a niekiedy nawet strumień H także w ciągu dnia przyjmuje wartości dodatnie, będąc skierowanym od atmosfery do powierzchni czynnej.

Zdarzyć się jednak może, że spośród składników strony rozchodowej bilansu cieplnego w porze dziennej na plan pierwszy wysuwa się strumień G ; może to mieć miejsce w przypadku stosunkowo gładkiego podłoża pozbawionego szaty roślinnej, a więc o niewielkich wartościach parametru szorstkości z_0 ; w tych warunkach turbulencyjna wymiana energii w ciągu dnia zostaje znacznie ograniczona, tak że każdy z obu strumieni turbulencyjnych H i E może być nawet mniejszy od strumienia G , skierowanego w tej porze doby w głąb podłoża. Szczególnie jednak na bardzo wilgotnych, podmokłych obszarach, wyróżniających się na ogół małą wartością albedo, strumień G przyjmować może stosunkowo duże wartości w tej porze doby, niekiedy przewyższające nawet zużycie ciepła na parowanie. Tereny, gdzie występuje tego rodzaju sytuacja, należy więc podzielić na osobne podtypy, na podstawie wzajemnego stosunku strumieni G i E .

Biorąc pod uwagę fakt, że przez strumień G rozumiemy całą ilość energii bądź to pochłanianej przez podłoże, bądź też przez nie oddawanej, niezależnie od tego, czy wymiana

ta odbywa się wyłącznie przez przewodzenie, czy też i w inny sposób, konieczne staje się uwzględnienie takich sytuacji, w których istotny jest udział także unoszenia lub promieniowania w strumieniu G . Chodzi tu więc przede wszystkim o zbiorniki wodne, gdzie wymiana ciepła odbywa się nie tylko przez przewodzenie w wodzie, ale jest ona także spowodowana unoszeniem w skutek ruchu samego ośrodka wodnego; ponadto w warunkach podłoża wodnego pochłanianie strumienia K^{\downarrow} dokonuje się nie tylko na samej powierzchni czynnej, ale też i w głębi masy wodnej wypełniającej zbiornik. Jednak szczególną cechą wymiany energii w ciągu dnia na powierzchni wodnej jest skierowany od atmosfery do podłoża strumień H . Podobnie też wyodrębnienia w oddzielny typ topoklimatu wymagają tereny zurbanizowane i uprzemysłowione, gdzie w akumulacji ciepła przez podłoże istotną rolę odgrywa wymiana powietrza wewnątrz przestrzeni zabudowanej; na tych obszarach charakterystyczną cechą struktury bilansu cieplnego jest na ogół oddawanie do atmosfery ciepła w postaci strumienia A , co powoduje konieczność wyodrębnienia tych terenów jako osobnego podtypu.

Klasyfikacja typów wymiany energii w porze dziennej jest więc następująca:

Typ 1.1. Dodatnie odchylenia strumienia K^* ($K^* > K^*_{st}$) wskutek korzystnej ekspozycji:

Podtyp 1.1.1. – przewaga H ($H > E$),

Podtyp 1.1.2. – przewaga E ($E > H$),

Typ 1.2. Dodatnie odchylenia strumienia K^* ($K^* > K^*_{st}$) wskutek małych wartości α :

Podtyp 1.2.1. – przewaga E ($E > G$),

Podtyp 1.2.2. – przewaga G ($G > E$),

Typ 2. Przeciętne wartości strumienia K^* ($K^* \cong K^*_{st}$):

Podtyp 2.1. – przewaga H ($H > E$),

Podtyp 2.2. – przewaga E ($E > H$),

Typ 3.1. Ujemne odchylenia strumienia K^* ($K^* < K^*_{st}$) wskutek niekorzystnej ekspozycji:

Podtyp 3.1.1. – przewaga H ($H > E$),

Podtyp 3.1.2. – przewaga E ($E > H$),

Typ 3.2. Ujemne odchylenia strumienia K^* ($K^* < K^*_{st}$) wskutek zasłonięcia horyzontu,

Typ 3.3. Ujemne odchylenia strumienia K^* ($K^* < K^*_{st}$) wskutek dużych wartości α ,

Typ 3.4. Ujemne odchylenia strumienia K^* ($K^* < K^*_{st}$) wskutek zmniejszonej przezroczystości atmosfery,

Typ 4. Dodatnie wartości strumienia H ,

Typ 5. Istotne wartości strumienia A .

Jak widać, w celu uproszczenia tej typologii, rezygnujemy w pewnych przypadkach z wewnętrznych podziałów w obrębie niektórych zasadniczych typów wymiany; odnosi się to na przykład do typów 3.2., 3.3. i 3.4.

Ogólnie możemy powiedzieć, że wymiana energii ujęta w typach 1.1. i 1.2. prowadzi do stosunkowo wysokich wartości temperatury powierzchni czynnej w ciągu dnia. Odwrotnie wygląda sytuacja w odniesieniu do typów wymiany, oznaczonych jako 3.1., 3.2. i 3.3., które powodują wystąpienie stosunkowo niskich wartości temperatury powierzchni czynnej; w przypadku typu 3.4. zagadnienie to jest bardziej skomplikowane. W typie 2. mamy do czynienia z przeciętnymi wartościami temperatury powierzchni czynnej w ciągu dnia. Te odchylenia temperatury powierzchni czynnej odbijają się z kolei na wartościach temperatury powietrza, powodując zróżnicowanie terenu pod względem termicznym w dziennej porze doby.

4.2.2.2. TYPY WYMIANY ENERGII W PORZE NOCNEJ

Za podstawowe kryterium wydzielania typów wymiany ciepła w nocnej porze doby bierzemy odchylenia strumienia H od wartości przyjmowanych przez nas umownie za „standardowe” (H_{st}). W związku z tym wyróżniamy trzy zasadnicze typy: 1/ o odchyleniach dodatnich, gdzie $H > H_{st}$, 2/ o odchyleniach niewielkich lub ich braku, gdzie $H \cong H_{st}$ oraz 3/ o odchyleniach ujemnych, gdzie $H < H_{st}$.

Do podziału badanego obszaru na te trzy typy bierzemy pod uwagę przede wszystkim geometrię powierzchni granicznej, wynikającą z rzeźby terenu. Do pierwszego typu zaliczamy wypukłe formy powierzchni i górne partie stoków wyniesień; do drugiego typu – tereny płaskie, wyniesione ponad dna dolin; wreszcie do typu trzeciego – wszystkie formy wklęsłe, łącznie z dolnymi partiami zboczy. Dodatkowo do tego ostatniego typu, obejmującego tak zwane zastoiska zimnego powietrza, zaliczyć należy także niektóre inne tereny, z których grawitacyjny odpływ zimnego powietrza, gromadzącego się tam w ciągu nocy, jest silnie utrudniony, jak na przykład większe polany śródleśne, czy też tereny otoczone zwartą zabudową lub przegrodzone wysokimi nasypami drogowymi lub kolejowymi, bądź zwartym zadrzewieniem.

Wysokość ponad dnem obniżenia terenowego, do której sięgać może zastoisko zimnego powietrza, zależy każdorazowo od dwóch czynników. Z jednej strony istotne znaczenie ma tu kształt samej formy wklęsłej, zwłaszcza zaś – stosunek szerokości doliny do jej głębokości [Hocevar 1971], a przede wszystkim to, czy dalszy odpływ zimnego powietrza odbywa się w sposób swobodny, czy też jest on utrudniony bądź to wskutek przewężonego wylotu doliny, bądź też – wskutek istniejącej przegrody w postaci na przykład nasypów, zwartej zabudowy, a nawet – gęstego zadrzewienia. Inaczej więc będzie przedstawiał się pionowy zasięg tego rodzaju zastoisk związanych z inwersją temperatury w przypadku szerokiej doliny o otwartym wylocie, a inaczej – w przypadku obniżenia o kształcie nieckowatym.

Drugim czynnikiem, wpływającym na względną wysokość zalegania powietrza na zboczach, jest wielkość obszaru źródłowego, z którego powietrze to spływa do obniżen terenowych: im większy jest ów obszar źródłowy, tym znaczniejsza jest miąższość warstwy zalegającego zimnego powietrza, a przeto – tym wyżej sięga górna granica lokalnych inwersji

temperatury na zboczach. Obydwa te czynniki trzeba więc brać pod uwagę przy wyznaczaniu przestrzennych zasięgów wspomnianego typu wymiany ciepła w porze nocnej, charakteryzującego się ujemnymi odchyleniami strumienia H ($H < H_{st}$).

Dodać trzeba, że wyznaczona w ten sposób górna granica tego typu wymiany energii najczęściej stanowi także dolną granicę wspomnianych górnych partii stoków, stosunkowo ciepłych w nocy, gdzie z kolei mamy do czynienia z dodatnimi odchyleniami strumienia H ($H > H_{st}$).

Ogólnie można przyjąć zasadę, że wspomniany zasięg pionowy zalegania zimnego powietrza w obniżeniach, odpowiadający zasięgowi omawianego nocnego typu wymiany z $H < H_{st}$, przebiega zwykle na pewnym określonym poziomie ponad dnem doliny, przy czym poziom ten waha się na ogół od 1/4 całej wysokości względnej zbocza w warunkach korzystnych (niewielki obszar źródłowy i łatwy odpływ zimnego powietrza) do 2/3 wysokości zbocza w warunkach stosunkowo niekorzystnych (znaczny obszar źródłowy i utrudniony odpływ zimnego powietrza). Jedynie w warunkach skrajnie niekorzystnych, przy zupełnie zamkniętym wylocie i spowodowanym tym braku odpływu, całe obniżenie aż do górnej krawędzi zboczy może być wypełnione zalegającym zimnym powietrzem, co wymaga zaliczenia go do wspomnianego typu wymiany ($H < H_{st}$).

Dalszy podział na podtypy nocnej wymiany energii przeprowadzamy biorąc pod uwagę wzajemny stosunek strumieni H i G . Wyróżniamy w ten sposób tereny, na których nocne straty energii spowodowane wypromieniowaniem długofalowym kompensowane są przez dopływ ciepła do powierzchni czynnej bądź to z atmosfery, bądź też z podłoża. W typie z odchyleniami $H > H_{st}$ występuje zwykle przewaga strumienia H nad G , zaś w typie z $H < H_{st}$ mamy na ogół do czynienia z przewagą strumienia G nad H ; ma to miejsce szczególnie wtedy, gdy w strumieniu G istotną rolę odgrywa ciepło dochodzące do powierzchni czynnej z warstwy roślinnej, a więc składnik G_b , co uzasadnia wyodrębnienie osobnego podtypu wymiany, w którym istotną rolę odgrywa strumień G_b .

Do rozgraniczenia między tak wyróżnionymi podtypami posłużyć się możemy informacjami dotyczącymi nie tylko geometrii powierzchni, lecz także – właściwości termicznych i higrycznych (wilgotnościowych) oraz aerodynamicznych podłoża, a w odniesieniu do podtypu z występowaniem strumienia G_b – charakteru szaty roślinnej.

Niezależnie od tego wydzielić czasami trzeba – jako osobny podtyp – tereny, gdzie także w godzinach nocnych strumień ciepła utajonego E ma znak ujemny, co oznacza straty energii w tej porze doby nie tylko wskutek wypromieniowania ale też wskutek parowania; są to przede wszystkim zbiorniki wodne o temperaturze powierzchni w nocy na ogół wyższej od temperatury powietrza, wskutek czego strumień H ma wówczas wyjątkowo wartość ujemną, to znaczy, że jest on skierowany od powierzchni do atmosfery. Natomiast w wyjątkowych jedynie przypadkach wyróżnić wypada tereny o stosunkowo silnej kondensacji pary wodnej, co powoduje powstawanie dość dużych wartości dodatnich strumienia E ; tego rodzaju sytuacje mogą wpływać na pewne osłabienie nocnych spadków temperatury i dlatego

wymagają uwzględnienia, chociaż w naszych warunkach klimatycznych występują one rzadko.

Ponieważ strumień A występuje w bilansie cieplnym obszarów zurbanizowanych i uprzemysłowionych także w nocnej porze doby, a jego znaczenie może być wtedy nawet większe niż w ciągu dnia, to tereny o istotnym udziale tego składnika w bilansie cieplnym należy wyróżnić również jako osobny typ wymiany energii w tej porze doby.

Klasyfikacja typów wymiany energii w porze nocnej wygląda więc następująco:

Typ 1. Dodatnie odchylenia strumienia H ($H > H_{st}$):

Podtyp 1.1. – przewaga H ($H > G$),

Podtyp 1.2. – przewaga G ($G > H$),

Typ 2. Przeciętne wartości strumienia H ($H \cong H_{st}$):

Podtyp 2.1. – przewaga H ($H > G$),

Podtyp 2.2. – przewaga G ($G > H$),

Typ 3. Ujemne odchylenia strumienia H ($H < H_{st}$):

Podtyp 3.1. – przewaga H ($H > G$),

Podtyp 3.2. – przewaga G ($G > H$),

Podtyp 3.3. – występowanie strumienia G_b ,

Typ 4. Ujemne wartości strumienia H ,

Typ 5. Istotne wartości dodatnie strumienia E ,

Typ 6. Występowanie strumienia A .

Klasyfikacja ta odpowiada podziałowi na tereny stosunkowo ciepłe w nocy, na których – ze względu na ich nachylenie – nie istnieją możliwości zalegania zimnego powietrza (typ 1.), oraz na tereny stosunkowo chłodne, będące przeważnie zastoiskami zimnego powietrza w czasie pogodnych i bezwietrznych nocy (typ 3.); typ 2. odpowiada przeciętnym warunkom termicznym, o stosunkowo niewielkich możliwościach tworzenia się lokalnych inwersji temperatury w warstwie przyziemnej.

4.2.3. KLASYFIKACJA TOPOKLIMATÓW

Uzyskane w opisany sposób dwa podziały typów wymiany energii w ciągu dnia i w ciągu nocy stanowią podstawę sporządzenia ogólnej, syntetycznej klasyfikacji topoklimatów. Jednakże – ze względu na stosunkowo dużą liczebność wyróżnionych typów wymiany – rzeczą konieczną jest dokonanie pewnego wyboru, tak by otrzymany obraz zróżnicowania topoklimatycznego był w miarę przejrzysty i łatwo czytelny.

Z tych względów trzeba z obydwóch podanych klasyfikacji wyeliminować niektóre, mniej istotne wydzielienia, pozostawiając jedynie te, które w sposób zasadniczy decydują o zróżnicowaniu badanego obszaru pod względem topoklimatycznym. Uwzględniamy więc przede wszystkim główne typy wymiany energii, odnoszące się zarówno do pory dziennej,

jak i nocnej. Zauważmy, że w niektórych przypadkach granice typów „dziennych” i typów „nocnych” będą się prawdopodobnie pokrywały, co może znacznie ułatwić sporządzenie klasyfikacji syntetycznej.

Ponieważ wartość strumienia K^* odgrywa decydującą rolę w kształtowaniu się salda promieniowania Q^* , przeto mamy prawo przyjąć, że zróżnicowanie przestrzenne odchyłeń strumienia Q^* pokrywa się z rozmieszczeniem trzech głównych typów wymiany ciepła w ciągu dnia, uprzednio wydzielonych z uwagi na odchylenia strumienia K^* , to znaczy $K^* > K^*_{st}$, $K^* \equiv K^*_{st}$, oraz $K^* < K^*_{st}$. Dodać trzeba, że – ze względu na znacznie większe wartości bezwzględne strumienia Q^* w dzień niż w nocy – wkład Q^* z godzin dziennych w sumę dobową tego składnika ma znaczenie decydujące. Odnosi się to zresztą i do pozostałych – poza G – składników bilansu cieplnego. Dlatego też uznaliśmy za słuszne przeprowadzenie najpierw zasadniczego podziału pierwszego rzędu na podstawie właśnie odchyłeń dziennych składnika Q^* , a dopiero dalszego – już drugorzędnego podziału na podtypy – na podstawie odchyłeń (nocnych) składnika H , stanowiących zasadnicze kryterium typologii wymiany ciepła w nocy.

Biorąc pod uwagę powyższe ustalenia otrzymujemy następujący, podstawowy podział topoklimatów, a mianowicie:

1. Topoklimaty o dodatnich odchyleniach Q^* w dzień ($Q^* > Q^*_{st}$),
 - typ 1.1. – Topoklimaty o dodatnich odchyleniach H w nocy ($H > H_{st}$),
 - typ 1.2. – Topoklimaty o ujemnych odchyleniach H w nocy ($H < H_{st}$),
2. Topoklimaty o przeciętnych wartościach Q^* w dzień ($Q^* \equiv Q^*_{st}$),
 - typ 2.1. – Topoklimaty o dodatnich odchyleniach H w nocy ($H > H_{st}$),
 - typ 2.2. – Topoklimaty o przeciętnych wartościach H w nocy ($H \equiv H_{st}$),
 - typ 2.3. – Topoklimaty o ujemnych odchyleniach H w nocy ($H < H_{st}$),
3. Topoklimaty o ujemnych odchyleniach Q^* w dzień ($Q^* < Q^*_{st}$),
 - typ 3.1. – Topoklimaty o dodatnich odchyleniach H w nocy ($H > H_{st}$),
 - typ 3.2. – Topoklimaty o ujemnych odchyleniach H w nocy ($H < H_{st}$).

Jak widać, w podziale na topoklimaty w obrębie grupy 1. i 3. ograniczamy się do uwzględnienia tylko dwóch typów, a mianowicie: o odchyleniach dodatnich i o odchyleniach ujemnych strumienia H w nocy; eliminujemy natomiast typy z przeciętnymi wartościami strumienia H , a to dlatego, że zarówno dodatnie, jak i ujemne odchylenia strumienia Q^* w ciągu dnia mają miejsce niemal wyłącznie na terenach nachylonych, na których w nocy siłą rzeczy przeciętne wartości strumienia H występować nie mogą.

W obrębie tak wyróżnionych siedmiu zasadniczych topoklimatów przeprowadzić możemy jeszcze dalsze podziały na jednostki topoklimatyczne niższego rzędu, ale to już jedynie w obrębie niektórych topoklimatów. Tego rodzaju podział na „podtypy” przeprowadzić możemy zasadniczo na podstawie stosunku Bowena, wydzielając mianowicie topoklimaty z $H < E$ i topoklimaty z $H > E$ w porze dziennej. Pamiętać przy tym trzeba, że ów

dotatkowy podział (trzeciego rzędu) odnosi się zasadniczo tylko do drugiej połowy okresu wegetacyjnego, kiedy na polach uprawnych występuje ściernisko, bowiem w okresie przed żniwami niemal zawsze mamy do czynienia z przewagą strumienia E nad H . W przypadku topoklimatów, zaliczonych do ostatniego z wymienionych typów (3.2.), ich wewnętrzny podział oparty na stosunku Bowena nie ma już na ogół większego znaczenia i dlatego też został w naszej klasyfikacji pominięty.

Natomiast w odniesieniu do topoklimatów, występujących na terenach płaskich a charakteryzujących się zmniejszonymi wartościami względnymi strumienia H w porze nocnej ($H < H_{st}$), a więc w odniesieniu do typu 2.3., większe znaczenie niż stosunek Bowena ma dopływ ciepła do powierzchni czynnej w nocy; dlatego uwzględniony został jego wewnętrzny podział na podtypy na podstawie stosunku nocnych strumieni H i G . Jednoczesne wydzielanie odrębnych topoklimatów z uwagi na stosunek strumieni dziennych H i E oraz strumieni nocnych H i G nie jest wskazane, gdyż doprowadziłoby to do zbytniego uszczegółowienia całej klasyfikacji, a przez to spowodowałoby daleko idące zmniejszenie czytelności syntetycznej mapy topoklimatycznej. Tak więc – biorąc pod uwagę wszystkie wspomniane podziały – w grupach 1.-3. wyodrębniamy ogółem trzynaście topoklimatów (zestawienie poniżej).

Oprócz tych trzynastu zasadniczych topoklimatów możemy wyróżnić także trzy dodatkowe typy o specyficznych cechach, powodujących konieczność ich odrębnego potraktowania. Są to:

- Topoklimat o odwróconych wartościach strumienia H : dodatnich w dzień i ujemnych w nocy;
- Topoklimat o znacznych dodatnich wartościach strumienia E w nocy,
- Topoklimat ze stosunkowo dużym udziałem strumienia A .

Pierwszy z nich obejmuje – jak wiemy – przede wszystkim zbiorniki wodne, w których znaczną rolę w wymianie ciepła z podłożem odgrywa unoszenie. Charakteryzuje się on także przeważnie ujemnymi wartościami strumienia E w nocy, skierowanego wówczas od podłoża do atmosfery, wskutek intensywnego parowania. Jego przeciwieństwem jest topoklimat, charakteryzujący się stosunkowo silną kondensacją pary wodnej w porze nocnej, co może mieć istotne znaczenie dla struktury bilansu cieplnego; jednakże w naszych warunkach klimatycznych ten typ topoklimatu zdarza się stosunkowo rzadko. Natomiast ostatni z wymienionych trzech dodatkowych typów topoklimatu obejmuje obszary zurbanizowane bądź uprzemysłowione, gdzie emisja do atmosfery ciepła powstającego przy spalaniu paliw ma istotne znaczenie w strukturze bilansu cieplnego; na obszarach tych występuje też często zmniejszenie dopływu promieniowania słonecznego wskutek zanieczyszczenia atmosfery.

W rezultacie otrzymujemy następującą klasyfikację topoklimatów (16 typów), opartą na strukturze wymiany ciepła na powierzchni czynnej:

Typy topoklimatów:

1. Topoklimaty o dodatnich odchyleniach Q^* w dzień ($Q^* > Q^*_{st}$)
 - 1.1. Topoklimaty o dodatnich odchyleniach H w nocy ($H > H_{st}$)
 - 1.1.1. Topoklimat o przewodze H w dzień ($H > E$),
 - 1.1.2. Topoklimat o przewodze E w dzień ($E > H$),
 - 1.2. Topoklimaty o ujemnych odchyleniach H w nocy ($H < H_{st}$)
 - 1.2.1. Topoklimat o przewodze H w dzień ($H > E$),
 - 1.2.2. Topoklimat o przewodze E w dzień ($E > H$),
2. Topoklimaty o przeciętnych wartościach Q^* w dzień ($Q^* \cong Q^*_{st}$)
 - 2.1. Topoklimaty o dodatnich odchyleniach H w nocy ($H > H_{st}$)
 - 2.1.1. Topoklimat o przewodze H w dzień ($H > E$),
 - 2.1.2. Topoklimat o przewodze E w dzień ($E > H$),
 - 2.2. Topoklimaty o przeciętnych wartościach H w nocy ($H \cong H_{st}$)
 - 2.2.1. Topoklimat o przewodze H w dzień ($H > E$),
 - 2.2.2. Topoklimat o przewodze E w dzień ($E > H$),
 - 2.3. Topoklimaty o ujemnych odchyleniach H w nocy ($H < H_{st}$)
 - 2.3.1. Topoklimat o przewodze H w nocy ($H > G$),
 - 2.3.2. Topoklimat o przewodze G w nocy ($G > H$),
3. Topoklimaty o ujemnych odchyleniach Q^* w dzień ($Q^* < Q^*_{st}$)
 - 3.1. Topoklimaty o dodatnich odchyleniach H w nocy ($H > H_{st}$)
 - 3.1.1. Topoklimat o przewodze H w dzień ($H > E$),
 - 3.1.2. Topoklimat o przewodze E w dzień ($E > H$),
 - 3.2. Topoklimaty o ujemnych odchyleniach H w nocy ($H < H_{st}$),
4. Topoklimat o wartościach H dodatnich w dzień i ujemnych w nocy,
5. Topoklimat o dodatnich wartościach E w nocy,
6. Topoklimat z występowaniem A .

Przedstawiona klasyfikacja pozwala na stosunkowo łatwe wydzielenie topoklimatów ze względu na ich cechy termiczne – a niekiedy także i inne, na przykład wilgotnościowe – i to zarówno w dzień, jak i w nocy.

4.2.4. KARTOWANIE TOPOKLIMATÓW

4.2.4.1. UWAGI PODSTAWOWE

Rozdział ten zawiera opis zasadniczego toku postępowania przy opracowywaniu mapy, przedstawiającej zróżnicowanie przestrzenne topoklimatów wyróżnionych na podstawie charakterystycznych cech wymiany energii na powierzchni czynnej, pomiędzy

atmosferą a jej podłożem. Poniższe wskazówki należy więc traktować jako swojego rodzaju wstępną instrukcję metodyczną sporządzania tej mapy.

Zaleca się wykonywanie mapy na podkładzie roboczym w skali 1:25 000, natomiast w wersji ostatecznej przedstawiona może być ona w skali bądź to 1:50 000 bądź 1:100 000. Jako podkładów roboczych używać można mapy topograficznej 1:25 000 oraz wyciągów z niej (wrysów) zawierających niektóre tylko elementy treści mapy lub ich pewne kombinacje; chodzi tu przede wszystkim o rzeźbę terenu, wody oraz pokrycie przez szatę roślinną. Korzystanie z tych wyciągów bardzo ułatwia opracowanie kartograficzne poszczególnych zagadnień, dotyczących wpływu podłoża atmosfery na procesy wymiany energii w przypowierzchniowej warstwie granicznej.

Pamiętać trzeba także o tym, że granic odrębnych topoklimatów nie da się wyznaczyć w sposób tak dokładny i szczegółowy, jak na przykład granic jednostek geomorfologicznych, glebowych czy roślinnych. Granice poszczególnych topoklimatów nie mają bowiem stałego charakteru i ulegać mogą nieraz dość znacznym wahaniom, tak że nawet w obrębie tego samego typu pogody trudno jest ustalić ich ścisły przebieg. Ponadto podstawowe cechy sąsiadujących z sobą topoklimatów zmieniają się na ogół w sposób dość łagodny i dlatego granice między wyróżnionymi jednostkami topoklimatycznymi w rzeczywistości niemal nigdy nie są ostro zarysowane. Wynika to między innymi ze wspomnianego w rozdziale 2.3.1. stopniowego a nie nagłego wykształcania się rozwiniętej warstwy granicznej przy lokalnej adwekcji powietrza, przy jego przepływie nad podłożem różnego typu i charakteru o odmiennych właściwościach fizycznych. Z tych względów granice między sąsiednimi topoklimatami powinny być traktowane raczej jako swego rodzaju strefy przejściowe, niż realnie istniejące w przyrodzie linie, oddzielające odrębne, różniące się pod tym względem między sobą jednostki przestrzenne czy obszary. Stąd też silenie się na zbytnią dokładność staje się często iluzoryczne, a niekiedy nawet mylące. Doświadczenie uczy, że mapa topoklimatyczna nie powinna być sporządzona w skali większej niż 1:20 000, a najwłaściwsza wydaje się podziałka 1:50 000 lub 1:100 000. Nie wyklucza to oczywiście opracowywania map w większej skali roboczej; trzeba jednak zawsze pamiętać o owej specyfice zjawisk klimatycznych, nie pozwalającej na zbyt dokładne przedstawianie ich zasięgów przestrzennych w postaci kartograficznej.

4.2.4.2. MAPY POMOCNICZE – MAPY WŁAŚCIWOŚCI PODŁOŻA

Ponieważ przestrzenne różnice topoklimatyczne zależą głównie od zmieniającego się charakteru podłoża atmosfery, wobec tego przy wyznaczaniu zasięgów przestrzennych wyróżnianych topoklimatów zachodzi konieczność uwzględnienia właściwości fizycznych powierzchni czy też warstwy czynnej. Chodzi przy tym o te właściwości, które w istotny sposób wpływają na proces wymiany energii. Stąd też jednym z pierwszych zadań klimatologa, przystępującego do kartowania topoklimatycznego, staje się zbadanie i określenie owych podstawowych cech fizycznych danego obszaru i ich zmienności przestrzennej.

Postępowanie to może być przeprowadzone w dwojaki sposób. Pierwszy z nich polega na wyznaczeniu rozkładu przestrzennego owych właściwości czy to na podstawie bezpośredniej znajomości terenu, czy też – na podstawie szczegółowej mapy topograficznej, bądź różnego rodzaju specjalnych map tematycznych, jak na przykład mapy gleb, mapy szaty roślinnej, mapy użytkowania ziemi itp. Bardzo pomocne są zdjęcia lotnicze czy satelitarne, pozwalające na stosunkowo dokładne wykreślenie granic między obszarami o niejednakowych właściwościach fizycznych podłoża. Przy kartowaniu tych właściwości wystarcza przeważnie wydzielenie tylko pewnych, z góry przyjętych klas tych wielkości, bowiem określenie dokładnych wartości liczbowych nie jest na ogół możliwe, ani nawet konieczne. Wyznaczone w ten sposób granice stanowić mogą następnie podstawę do wykreślenia zasięgów odrębnych typów topoklimatu.

Drugi sposób polega na posłużeniu się geometrycznym polem podstawowym o jednakowych, stosunkowo niewielkich rozmiarach, co pozwala z kolei na komputerowe opracowanie map przedstawiających rozkład przestrzenny wspomnianych fizycznych właściwości powierzchni czy warstwy granicznej, a następnie – także i samej mapy topoklimatycznej [Enders 1979, 1982]. W tym przypadku szczególnie przydatne okazać się mogą systemy informacji geograficznej GIS. Istotne znaczenie dla kartowania topoklimatycznego mogą mieć na przykład istniejące w postaci cyfrowej i na ogół dostępne mapy rzeźby terenu. Sposób ten pozwala także na obróbkę i matematyczne przetwarzanie danych cyfrowych, zbieranych za pomocą różnego rodzaju wyspecjalizowanej i zautomatyzowanej aparatury, umieszczanej na sztucznych satelitach bądź na samolotach. Uzyskane w ten sposób – za pomocą teledetekcji – informacje mają na ogół charakter bardziej obiektywny niż wyniki kartowania terenowego przeprowadzonego przez jednego czy też kilku badaczy; czasami jednak bywają one obarczone błędami systematycznymi, wynikającymi z niedoskonałości samej aparatury pomiarowej, które przy stosowaniu teledetekcji są często bardzo trudne do wykrycia. Największą jednak ich zaletą jest chyba to, że uzyskane zostały one jednocześnie dla stosunkowo dużych obszarów. Dane cyfrowe w postaci GIS są też zazwyczaj znacznie dokładniejsze od wyników kartowania terenowego, wykonanego sposobem tradycyjnym. Mimo wszystko konieczny jest zawsze bezpośredni kontakt z terenem. Wydaje się bowiem, że nie można prowadzić badań topoklimatu jakiegoś obszaru nie znając go z autopsji.

Tak więc pierwszy etap pracy polega na przygotowaniu kartograficznego obrazu zróżnicowania przestrzennego najważniejszych właściwości powierzchni czynnej, które w sposób istotny kształtują wymianę energii, a przez to i warunki topoklimatyczne. Z rozważań zawartych w części 1. wynika, że podstawowe znaczenie pod tym względem mają takie wielkości jak:

- nachylenie zboczy i ich wystawa (ekspozycja),
- albedo powierzchni czynnej,
- przewodnictwo cieplne podłoża i jego pojemność cieplna,

- stopień uwilgotnienia powierzchni,
- szorstkość podłoża.

Czasami jednak zachodzi potrzeba uwzględnienia jeszcze innych – poza wymienionymi – czynników, jak na przykład przezroczystości atmosfery,

Jak już wspomniano, tego rodzaju mapy „wstępne” wykonać można bądź to na podstawie mapy topograficznej, bądź też – wykorzystując do tego dostępne, szczegółowe mapy tematyczne, takie jak na przykład mapę geologiczną, mapę geomorfologiczną, mapę gleb, mapę hydrograficzną, mapę roślinności czy też mapę użytkowania ziemi. Znacznym ułatwieniem mogą być w tym przypadku zdjęcia lotnicze, obrazy satelitarne, lub też dane cyfrowe uzyskane z systemu informacji geograficznej (GIS).

Przy kartowaniu wspomnianych wielkości, określających właściwości fizyczne podłoża atmosfery, wystarcza przeważnie wyróżnienie tylko kilku ich klas. Często poprzestać można na wydzieleniu trzech takich klas, a mianowicie klasy wartości przeciętnych, wartości ponad przeciętnych i wartości poniżej przeciętnych. W niektórych przypadkach konieczny jest jednak podział bardziej szczegółowy, uwzględniający na przykład dwie klasy wartości ponad przeciętnych (wartości wysokie i wartości skrajnie wysokie) i także dwie klasy wartości poniżej przeciętnych.

Geometria powierzchni

Biorąc pod uwagę rzeźbę terenu wyróżnić należy przede wszystkim obszary o ekspozycji północnej i o ekspozycji południowej, co w naszych szerokościach geograficznych ma istotne znaczenie w odniesieniu do ilości dochodzącego do powierzchni czynnej bezpośredniego promieniowania słonecznego S' , będącego – podczas interesującej nas pogody typu „radiacyjnego” – najważniejszym składnikiem po stronie przychodowej w bilansie promieniowania. Do terenów o przeważającej ekspozycji północnej zaliczamy zwykle wszystkie stoki o wystawie od północno-zachodniej do północno-wschodniej; podobnie też wszystkie stoki od południowo-zachodnich przez południowe do południowo-wschodnich zaliczamy do terenów o przeważającej ekspozycji południowej. Bierzemy przy tym pod uwagę tylko te fragmenty stoków, których nachylenie przekracza pewien określony próg; chodzi tu zwykle o wartość graniczną w przybliżeniu równą 8° ; doświadczenie uczy bowiem, że nachylenie mniejsze od 8° nie wpływa już w sposób istotny na dopływ energii słonecznej. Na obszarach o bardzo urozmaiconej rzeźbie, a więc głównie w terenach górskich wydzielić trzeba jeszcze dodatkowe klasy, na przykład o nachyleniu większym od 15° , a czasami – także o nachyleniu przekraczającym 30° czy 45° , przy którym – w odniesieniu do stoków o wystawie południowej – zaczyna już zanikać wpływ ekspozycji na przyrost dochodzącego promieniowania słonecznego.

Niezależnie od ekspozycji decydujące znaczenie, jako czynnik oddziałujący na klimat lokalny, ma nachylenie zboczy, przede wszystkim z uwagi na lokalną adwekcję zimnego powietrza, tworzącego następnie swego rodzaju „zastoiska” w dolinach, kotlinach, nieckach

i innych tego rodzaju wklęsłych formach terenowych. Ze względu na to, tak charakterystyczne dla pogodnych nocy zjawisko, wyróżnić należy wszystkie górne partie zboczowe, poczynając od poziomu odpowiadającego w przybliżeniu $2/3$ wysokości względnej ponad dno doliny czy obniżenia. Również i w tym przypadku pożądane jest uwzględnienie co najmniej dwóch klas nachylenia, na przykład poniżej i powyżej 10° , która to wartość rozgranicza tereny o potencjalnie silnym i potencjalnie umiarkowanym spływie grawitacyjnym zimnego powietrza po zboczach w dół. Podana powyżej wartość graniczna, odpowiadająca zwykle od $1/3$ do $2/3$ wysokości względnej zbocza, rozdziela z kolei górne partie zboczowe, znajdujące się na ogół ponad poziomem lokalnych nocnych inwersji temperatury, od dolnych partii zboczowych, narażonych już na zaleganie zimnego powietrza wypełniającego obniżenia terenowe w przybliżeniu do tej właśnie wysokości.

Albedo powierzchni

Rozpatrując albedo powierzchni czynnej, a więc wielkość mającą istotne znaczenie dla pochłaniania promieniowania słonecznego, konieczne jest także wydzielenie przynajmniej trzech jego klas. Wyróżniamy więc tereny o małych, przeciętnych i dużych wartościach α ; jako granice między tymi klasami zazwyczaj przyjmujemy w przybliżeniu wartości $\alpha=0,10$ i $\alpha=0,30$. Wartości pośrednie α , zawarte w przedziale od $0,10$ do $0,30$, odpowiadają większości upraw rolniczych w okresie wegetacyjnym.

Przezroczystość atmosfery

Ze względu na możliwe osłabienie przezroczystości atmosfery, a przez to i zmniejszenie dopływu całkowitego, a przede wszystkim – bezpośredniego promieniowania słonecznego, wydzielić trzeba obszary narażone na silne zadymienie i zanieczyszczenie powietrza, spowodowane głównie działalnością przemysłową, ale też ogrzewaniem pomieszczeń, a czasami również środkami transportu. Do tej klasy należeć więc będą zarówno tereny uprzemysłowione, jak i duże aglomeracje miejskie, a nawet niektóre większe skupiska zwartej zabudowy mieszkaniowej.

Właściwości termiczne podłoża

Biorąc pod uwagę właściwości termiczne podłoża wyróżniamy tereny ze względu na ich przewodnictwo cieplne: dobre, przeciętne i złe; jako granice między tymi klasami można przyjąć w przybliżeniu następujące wartości progowe: $\lambda = 0,25$ i $\lambda = 0,50 \text{ W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{deg}^{-1}$. Drugą właściwością termiczną, decydującą o wymianie ciepła z podłożem, jest jego pojemność cieplna, którą to właściwość również możemy – podobnie jak poprzednio – podzielić na trzy klasy o wartościach $C < 1,0 \cdot 10^6 \text{ J}\cdot\text{m}^{-3}\cdot\text{deg}^{-1}$, $1,0 \cdot 10^6 \text{ J}\cdot\text{m}^{-3}\cdot\text{deg}^{-1} < C < 2,0 \cdot 10^6 \text{ J}\cdot\text{m}^{-3}\cdot\text{deg}^{-1}$ oraz $C > 2,0 \cdot 10^6 \text{ J}\cdot\text{m}^{-3}\cdot\text{deg}^{-1}$. Wskazówką ułatwiającą kartowanie jest w tym przypadku mapa gleb, gdyż od rodzaju gleby zależą zarówno jej przewodnictwo cieplne jak i pojemność cieplna. Przy kartowaniu tych dwóch właściwości termicznych podłoża pamiętać trzeba jednak o tym, że nie są to wielkości stałe, ponieważ ich wartości zmieniają się zależnie od stanu uwilgotnienia gleby. Z tego powodu zalecane jest wzięcie pod uwagę zarówno stanu

przeciętnego pod względem stopnia uwilgotnienia podłoża, jak też – w niektórych przynajmniej przypadkach – stanów ekstremalnych, i to zarówno skrajnie wilgotnych, jak i skrajnie suchych.

Właściwości higryczne podłoża

Stopień uwilgotnienia powierzchni granicznej atmosfera – podłoże ma istotne znaczenie dla podziału energii, dochodzącej do tej powierzchni, na strumień ciepła jawnego, zużywanego na nagrzanie powietrza, i na strumień ciepła utajonego, zużywanego głównie na parowanie. W tym przypadku konieczne jest wydzielenie powierzchni stale wilgotnych, takich jak zbiorniki wodne, bagna i podmokłości a także tereny pokryte zwartą roślinnością z ciągłym dopływem wilgoci z gleby, oraz powierzchni stale suchych, a więc przede wszystkim obszarów pozbawionych zwartej szaty roślinnej, jak na przykład tereny wydymowe z głębokim zaleganiem wód gruntowych, powierzchnie skalne, czy też – tereny przekształcone przez człowieka, takie jak zwarta zabudowa miejska lub przemysłowa, z których woda opadowa odprowadzana jest bardzo szybko systemami kanalizacyjnymi.

Właściwości aerodynamiczne podłoża

Szorstkość podłoża ma istotne znaczenie dla kształtowania się wymiany turbulencyjnej ciepła zarówno jawnego, jak i utajonego (rozdział 2.3.1.). Decyduje ona także o rozdziale dochodzącej energii między ciepło przewodzone w podłożu, a ciepło unoszone do atmosfery. Toteż na mapie, przedstawiającej rozkład przestrzenny współczynnika szorstkości z_0 , uwzględnić należy również co najmniej trzy klasy: o wartości małej, przeciętnej i dużej, przy czym jako granice między tymi klasami przyjąć możemy progowe wartości $z_0=0,1$ m i $z_0=1$ m.

Dysponując takim zestawem map, odnoszących się do najważniejszych właściwości fizycznych podłoża, a także i dolnych warstw atmosfery, możemy wykreślić zasięgi terenów w przybliżeniu jednorodnych pod względem charakteru wymiany energii na powierzchni czynnej. Otrzymujemy w ten sposób podział badanego obszaru na jednostki przestrzenne, zasadniczo odpowiadające topoklimatom występującym na tym obszarze. Charakterystyczne cechy każdej tak wyróżnionej jednostki przestrzennej możemy wówczas stosunkowo łatwo określić na podstawie przybliżonych wartości wziętych pod uwagę właściwości fizycznych powierzchni. Pozwala to z kolei na zaliczenie każdej z tych jednostek do odpowiedniego typu topoklimatu.

4.2.4.3. KARTOWANIE TYPÓW WYMIANY ENERGII

Biorąc pod uwagę zaproponowane przez nas i przedstawione w rozdziale 4.2.2. typologie wymiany energii na powierzchni czynnej, przystąpić musimy z kolei do wykonania map rozmieszczenia przestrzennego tych typów – osobno dla dziennej i osobno dla nocnej pory doby. Podstawą sporządzenia tego rodzaju map są wyniki kartowania fizycznych właściwości podłoża atmosfery w postaci omówionych już w rozdziale 4.2.4.2. – map

nazwanych przez nas „mapami pomocniczymi”. Często niezbędne okazać się może przeprowadzenie serii dorywczych badań terenowych, polegających na pomiarach składników bilansu cieplnego w najbardziej reprezentatywnych miejscach i w najbardziej charakterystycznych porach doby.

Zasięgi wyróżnionych typów wymiany stanowią z kolei podstawę do sporządzenia mapy syntetycznej, obrazującej rozmieszczenie na badanym obszarze odrębnych typów topoklimatu.

4.2.4.4. *SYNTETYCZNA MAPA TOPOKLIMATYCZNA*

Uzyskane w opisany powyżej sposób mapy, przedstawiające zasięgi wyróżnionych typów wymiany energii w ciągu dnia i w ciągu nocy, stanowią podstawę sporządzenia syntetycznej mapy topoklimatycznej. Zakładamy bowiem, że zasięgi przestrzenne poszczególnych topoklimatów odpowiadają zasięgom określonych typów wymiany. Zauważmy, że w licznych przypadkach granice typów „dziennych” i typów „nocnych” będą się pokrywały, co znacznie ułatwia sporządzenie mapy syntetycznej.

Zgodnie z powyższymi przyjętymi zasadami przeprowadzone zostało kartowanie topoklimatyczne dwóch obszarów, położonych w różnych regionach Polski, a mianowicie okolic Ciechocinka oraz okolic Sandomierza. Według podziału Polski na regiony fizycznogeograficzne [Kondracki 1977, 1998] pierwszy z tych obszarów wchodzi w skład Pojezierzy Południowobałtyckich, obejmując część Kotliny Toruńskiej wraz z niewielkim skrawkiem Równiny Inowrocławskiej. Natomiast drugi z tych obszarów niemal w całości należy do Wyżyny Sandomierskiej, stanowiącej część Wyżyny Środkowomazowieckiej, z tym że obejmuje on także fragment Niziny Nadwiślańskiej, wchodzącej już w skład Kotliny Sandomierskiej. Są to więc tereny znacznie różniące się między sobą wieloma cechami fizycznogeograficznymi, a przede wszystkim charakterem rzeźby. Wskutek tego już z góry można się było spodziewać zasadniczych różnic między nimi także pod względem topoklimatycznym.

Tytułem przykładu zamieszczamy wycinki wykonanych map topoklimatycznych, odnoszących się do tych dwóch obszarów: dla okolic Ciechocinka (mapy 1, 2, 3) i dla okolic Sandomierza (mapy 4, 5, 6). Zaznaczyć trzeba, że delimitację poszczególnych wyróżnionych jednostek przestrzennych na obu mapach przeprowadzono w sposób niejednakowy. Na mapach okolic Sandomierza granice topoklimatów wyznaczono na podstawie niektórych właściwości fizycznych podłoża atmosfery, przyjętych za istotne z punktu widzenia ich oddziaływania na lokalne warunki klimatyczne; zasięgi te określone zostały bądź to bezpośrednio w terenie, bądź na podstawie analizy mapy topograficznej tudzież niektórych szczegółowych map tematycznych, głównie zamieszczonych w opracowaniu R. Czarneckiego [1996], bądź wreszcie – na podstawie dostępnych zdjęć lotniczych tego terenu. Natomiast do kartowania okolic Ciechocinka posłużono się nieco odmiennym sposobem. W tym przypadku oparto się na wykonanym uprzednio przez T. Celmera [1998] podziale badanego obszaru na pewne jednostki. Mianowicie Autor ten sporządził podział okolic Ciechocinka na najmniejsze

jednostki jednorodne pod względem fizycznogeograficznym, przy czym chodzi tu o jednostki o charakterze typologicznym. Znając główne cechy fizycznogeograficzne tych jednostek można było przypisać każdej z nich określony typ topoklimatu. Z góry założono więc, że każdej jednostce fizycznogeograficznej odpowiada jeden tylko typ topoklimatu. Pozwoliło to na stosunkowo łatwe wyznaczenie zasięgów przestrzennych poszczególnych typów topoklimatu, występujących na tym obszarze. Wydaje się, że przyjęcie za „pole podstawowe” jednostek fizycznogeograficznych jest właściwe i celowe, ponieważ podział taki siłą rzeczy uwzględnia i odzwierciedla te cechy fizyczne podłoża atmosfery, które decydują o rodzaju wymiany energii na powierzchni czynnej, a przez to – także o zróżnicowaniu topoklimatycznym. Oczywiście, możliwe byłoby także oparcie się na podziale na pola geometryczne o jednakowych rozmiarach, na przykład na kwadraty czy sześciokąty. Jednakże wykonanie tego rodzaju map wymagałoby bardzo dużego nakładu pracy, niewspółmiernego do spodziewanych wyników, a ponadto spowodowałoby wątpliwości związane z zaliczeniem danego pola podstawowego do określonego typu topoklimatu oraz utrudniłoby rozgraniczenie poszczególnych topoklimatów i wyznaczenie ich przestrzennych zasięgów.

Jest rzeczą zrozumiałą, że nie wszystkie topoklimaty zawarte w naszej klasyfikacji występują na rozpatrywanych terenach. Zależy to każdorazowo od specyfiki kartowanych obszarów. Tak więc na zróżnicowanie topoklimatyczne okolic Sandomierza wpływa przede wszystkim rzeźba terenu, będąca w tym przypadku głównym czynnikiem, decydującym z jednej strony o ilości dochodzącego do powierzchni czynnej promieniowania słonecznego, z drugiej zaś – o lokalnej adwekcji i tworzeniu się zastoisk zimnego powietrza w porze nocnej. Natomiast zróżnicowanie topoklimatyczne okolic Ciechocinka kształtuje się raczej pod wpływem właściwości termicznych i wilgotnościowych podłoża atmosfery, ze swej strony zależnych w dużym stopniu od pokrycia terenu przez szatę roślinną. Toteż legendy odpowiednich map dotyczące okolic Ciechocinka i okolic Sandomierza w pewnym stopniu różnią się między sobą, ponieważ każda z nich zawiera tylko te oznaczenia, które występują w obrębie danej mapy. Dodać trzeba, że zarówno przyjęte barwy, jak i symbole stanowią swego rodzaju propozycję; mogą one być zmienione, jeśli okaże się to potrzebne i wskazane w celu uzyskania lepszej czytelności mapy.

Porównanie tych dwóch map wskazuje, że rozpatrywane obszary w istotny sposób różnią się między sobą pod względem topoklimatycznym. Jest to spowodowane właśnie niejednakową rolą poszczególnych czynników lokalnych w kształtowaniu się odrębnych typów topoklimatu. Dodać jednak trzeba, że pewna odmienność w zastosowanej metodzie kartowania spowodowała również wystąpienie widocznych różnic między mapami, na przykład jeśli chodzi o stopień ich szczegółowości. Jak już bowiem wspomniano, na mapie okolic Sandomierza zasięgi poszczególnych topoklimatów pokrywają się z granicami wyróżnionych klas niektórych – najbardziej istotnych dla wymiany energii między atmosferą a jej podłożem – fizycznych właściwości powierzchni czynnej. Wyznaczone uprzednio granice przyjętych klas tych wielkości stanowiły bowiem podstawę do wykreślenia zasięgów odrębnych topoklimatów. Natomiast przy sporządzaniu odpowiedniej mapy okolic

Ciechocinka wzięto pod uwagę istniejący podział tego obszaru na podstawowe jednostki fizycznogeograficzne, a następnie każdej z wydzielonych tego rodzaju jednostek przypisano pewien, jeden tylko określony, przeważający tam typ topoklimatu. Dlatego też na tej mapie granice topoklimatów pokrywają się zawsze z zaznaczonymi na niej granicami jednostek fizycznogeograficznych. Może się jednak zdarzyć, że niektóre, sąsiadujące z sobą podstawowe jednostki mają ten sam typ topoklimatu, wskutek czego przez obszar oznaczony jako jednolity pod względem topoklimatycznym przebiegają linie graniczne, odnoszące się do podziału na owe jednostki fizycznogeograficzne.

Szczegółowa analiza oraz porównanie tych map potwierdziły przydatność przedstawionej metody kartowania topoklimatycznego jako metody ogólnej, nadającej się do stosowania w rozmaitych warunkach i rodzajach środowiska geograficznego, spotykanych w różnych częściach naszego kraju. Trzeba jednak zaznaczyć, że w niektórych specyficznych warunkach zachodzić będzie konieczność pewnego zmodyfikowania tej metody. Tak więc na obszarach wysokogórskich (na przykład w Tatrach) trzeba zmienić przyjętą klasyfikację topoklimatów, a tym samym i sposób kartowania, a to ze względu przede wszystkim na występującą tam wyraźną piętrowość klimatyczną. Także i inne specyficzne cechy terenów wysokogórskich, mające istotne znaczenie w kształtowaniu się zróżnicowania topoklimatycznego, spowodować mogą konieczność wydzielenia dodatkowych typów topoklimatu i ich uwzględnienia przy kartowaniu topoklimatycznym.

4.2.4.5. MAPY POCHODNE

Wykonana w przedstawiony powyżej sposób zasadnicza mapa topoklimatyczna może z kolei posłużyć do sporządzenia całego szeregu map pochodnych, wykorzystujących przeprowadzony podział danego terenu na podstawowe jednostki typologiczne. Tego rodzaju mapy pochodne mogą być opracowane z różnych punktów widzenia, na rozmaite potrzeby praktyczne. Ich zadaniem ma być udzielenie odpowiedzi na pytanie, które partie terenu są najbardziej, a które – najmniej korzystne dla pewnych, stosunkowo ściśle określonych celów. Znajomość charakterystycznych cech wymiany energii między atmosferą a podłożem w danym typie środowiska bardzo ułatwia sporządzenie takich topoklimatycznych map „bonitacyjnych”. Dzięki temu bowiem jesteśmy w stanie określić dokładnie nie tylko typ czy rodzaj występującego w danym miejscu topoklimatu, lecz także – podać jego genezę. A to z kolei umożliwia wskazanie zarówno jego przydatności dla różnego rodzaju użytkowania terenu, jak i – zaproponowanie odpowiednich zabiegów mających na celu poprawę istniejących warunków topoklimatycznych poprzez modyfikacje procesu wymiany energii na powierzchni granicznej atmosfera – podłoże. Z podstawowej mapy topoklimatycznej, jak również z uprzednio sporządzonych map typów wymiany energii – jesteśmy w stanie odczytać i wywnioskować nie tylko, gdzie występują bądź to wyjątkowo korzystne, czy też wyjątkowo niekorzystne warunki – na przykład termiczne, istotne z punktu widzenia potrzeb agrotopoklimatologii lub biotopoklimatologii, ale też – który ze składników bilansu cieplnego jest w danym przypadku za te warunki odpowiedzialny.

Pewne próby w tym kierunku zostały już przeprowadzone dając w wyniku stosowane mapy topoklimatyczne niektórych obszarów. Mapy te zostały następnie wykorzystane w praktyce – przede wszystkim na potrzeby planowania przestrzennego. Można tu wspomnieć między innymi mapę strefy podmiejskiej, przedstawiającą przydatność wyróżnionych tam typów topoklimatu dla turystyki i wypoczynku z przewidywanym całodobowym pobytem w terenie, na przykład pod namiotami lub na campingach [Paszyński 1991]. Inna byłaby oczywiście taka kwalifikacja, gdybyśmy brali pod uwagę tylko dzienną porę doby, jako okres przebywania turystów czy wczasowiczów na zewnątrz pomieszczeń zamkniętych.

Raz jeszcze należy jednak podkreślić, że ocena panujących warunków topoklimatycznych nie może i nie powinna być dokonywana przez samego tylko klimatologa; zawsze korzystna – a często i nieodzowna – jest współpraca specjalisty z dziedziny, której taka mapa stosowana ma służyć.

LITERATURA

- Ackerman B., 1971, *Moisture content of city and country air*. Preprints, Conference on Air Pollution Meteorology. American Meteorological Society, 154-158.
- 1987, *Climatology of Chicago area – urban/rural differences in humidity*. Journal of Climate and Applied Meteorology, 26, 427-430.
- Aida M., Gotoh K., 1982, *Urban albedo as a function of the urban structure – a two dimensional numerical simulation*. Boundary Layer Meteorology, 23, 415-421.
- Alcoforado M.J., 1986, *Contribution to the study of Lisbon's heat island. Analysis from an infra-red image*. [w:] *International symposium on urban and local climatology, Freiburg (Br.) February 20-21, 1986*. Freiburger Geographische Hefte, 26, 165-176.
- 1989, *Representativité temporelle des mesures itinérantes. Exemple de Lisbonne*. Publications de l'Association Internationale de Climatologie, 2, 69-74.
- 1991, *Influence de l'advection sur les champs thermiques urbains à Lisbonne*. Publications de l'Association Internationale de Climatologie, 4, 29-35.
- Arnfield A.J., 1982, *An approach to the estimation of the surface radiative properties and radiation budgets of cities*. Physical Geography, 3, 97-122.
- Arya S.P., 1988, *Introduction to micrometeorology*. International Geophysics Series, Vol. 42; Academic Press, Inc., Harcourt Brace Jovanovich Publishers, San Diego Cal., New York, Berkeley, Boston, London, Sydney, Tokyo, Toronto.
- Asaeda T., Vu Thanh Ca, Akio Wake, 1996, *Heat storage of pavement and its effect on the lower atmosphere*. Atmospheric Environment, 30, 413-427.
- Atawater M.A., 1971, *Radiative effects of pollutants in the atmospheric boundary layer*. Journal of Atmospheric Sciences, 28, 1367-1373.
- Avissar R., 1996, *Potential effects of vegetation on the urban thermal environment*. Atmospheric Environment, 30, 437-448.
- Avissar R., Mahrer Y., 1988, *Mapping frost-sensitive areas with a three-dimensional local scale numerical model. Part I: Physical and numerical aspects*. Journal of Applied Meteorology, 27, 400-413.
- Barlag A.B., Kuttler W., 1990, *The significance of country breezes for urban planning*. Energy and Buildings, 15-16, 291-297.
- Baumgartner A., 1965, *The heat, water and carbon dioxide budget of plant cover: Methods and measurements*. [w:] *Methodology of plant eco-physiology*. Proceedings of the Montpellier Symposium, UNESCO, 495-512.
- Bergen J.D., 1969, *Cold air drainage on a forested mountain slope*. Journal of Applied Meteorology, 8, 884-895.
- Bjelanovic M.M., 1967, *Mesoklimatische Studien im Rhein- und Moselgebiet – Ein Beitrag zur Problematik der Landesklimaaufnahme*. Arbeiten aus dem Geographischen Institut der Universität Bonn, Reihe A, 6.
- Bjutner E.K., 1978, *Dinamika priproverchnostnogo sloja vozducha*. Leningrad, Gidrometeoizdat.
- Blackwell M.J., Tyldesley J.B., 1965, *Measurement of natural evaporation: Comparison of gravimetric and aerodynamic method*. [w:] *Methodology of plant eco-physiology*. Proceedings of the Montpellier Symposium, UNESCO, 141-148.
- Błażejczyk K., 1988, *Zróżnicowanie biotopoklimatyczne Ciechocinka*. Problemy Uzdrowiskowe, 5-6, 49-61.
- 1990, *Zróżnicowanie biotopoklimatyczne wybranych typów krajobrazu*. [w:] J. Grzybowski (red.), *Problemy współczesnej topoklimatologii*. Institute of Geography and Spatial Organization, Polish Academy of Sciences, Conference Papers, 4, 175-187.

- Bornstein R.D., Johnson D.S., 1977, *Urban-rural wind velocity differences*. Atmospheric Environment, 11, 597-604.
- Boyen H., Dogniaux R., Paszyński J., 1976, *Méthodes de détermination du bilan énergétique de la surface active de la terre*. Institut Royal Météorologique de Belgique, Publications, Série A, 99, Uccle-Bruxelles, 71 s.
- Brutsaert W., 1982, *Evaporation into the atmosphere. Theory, history and applications*. D. Reidel Publishing Company, Dordrecht.
- Campbell C.P., Grover B.R., Campbell M.D., 1971, *Dew-point hygrometer with constant resistance humidity transducer*. Journal of Applied Meteorology, 10, 146-151.
- Camuffo D., Bernardi A., 1982, *An observational study of heat fluxes and their relationship with net radiation*. Boundary Layer Meteorology, 23, 359-368.
- Candelon C., 1986, *Analyse des composantes du rayonnement net à la Guadeloupe*. Centre National d'Etudes Agronomiques des Régions Chaudes, INRA des Antilles, Station Agropédoclimatique, Unité de Bioclimatologie, Domaine Duclos, Petit-Bourg, Antilles Françaises, 31 s.
- Celmer T., 1998, *Podział fizycznogeograficzny okolic Ciechocinka*. IGiPZ PAN, Warszawa, maszynopis, 54 s.
- Chandler T.J., 1962, *Discussion – London's urban climate*. Geographical Journal, London, 128.
- 1965, *The Climate of London*. Hutchinson.
- Chiapale J.P., 1970, *Emploi de l'anémomètre à fil chaud dans les mesures microclimatiques*. [w:] *Techniques d'étude des facteurs physiques de la biosphère*. Institut National de la Recherche Agronomique, Paris, 408-421.
- Christoffel D.A., Calhaem I.M., 1969, *A geothermal heat flow probe for in situ measurement of both temperature gradient and thermal conductivity*. Journal of Scientific Instruments, Ser. 2, 2, 457-465.
- Czarnecki R., 1996, *Wyżyna Sandomierska – część wschodnia – I Komponenty krajobrazu geograficznego*. Warszawa.
- Davies R.L., 1978, *A topoclimatic classification to map spring frost risk for six deciduous tree fruit varieties*. Atmosphere – Ocean, 16, 69-176.
- Davies J.A., Schertzer W., Nunez M., 1975, *Estimating global solar radiation*. Boundary Layer Meteorology, 9, 33-52.
- de Vries D.A., 1975, *Heat transfer in soils*. [w:] D.A. de Vries i N.H. Afgan (ed.), *Heat and mass transfer in the biosphere, Part 1 – Transfer processes in the plant environment*. Scripta Book Company, Washington D.C., John Wiley & Sons, New York, London, Sydney, Toronto, 5-28.
- Dirmhirn I., 1958, *Untersuchungen an Sternpyranometern*. Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie, Ser. B, 9, 124-148.
- Drummond A.J., 1965, *Techniques for the measurement of solar and terrestrial radiation fluxes in plant biological research: a review with special reference to the arid zone*. [w:] *Methodology of plant eco-physiology*. Proceedings of the Montpellier Symposium, UNESCO, 13-27.
- Drummond A.J., Scholes W.J., Brown J.H., 1970, *A new approach to the measurement of terrestrial long-wave radiation*. WMO, Technical Note, 104, 383-387.
- Dyer A.J., 1974, *A review of flux-profile relationships*. Boundary Layer Meteorology, 7, 363-372.
- Eliasson I., 1990, *Urban geometry, surface temperature and air temperature*. Energy and Buildings, 15-16, 141-145.
- Enders G., 1979, *Theoretische Topoklimatologie*. Nationalpark Berchtesgaden, Forschungsberichte 1, s. 92.
- 1982, *Theoretische Topoklimatologie – Kartenteil*. Nationalpark Berchtesgaden, Forschungsberichte 4, 8 map.
- Endlicher W., 1980, *L'utilisation de mesures itinérantes et de thermographies comme moyens d'étude du mésoclimat – l'exemple des vignobles du Kaiserstuhl*. Recherches Géographiques à Strasbourg, 13-14, 127-133.
- 1980a, *Geländeklimatologische Untersuchungen im Weinbaugebiet des Kaiserstuhls*. Freiburger Geographische Hefte, 17.

- Eriksen W., 1975, *Probleme der Stadt- und Geländeklimatologie*. Erträge der Forschung, 35, Darmstadt.
- 1976, *Die städtische Wärmeinsel – Neuere Erkenntnisse zur Gliederung, Genese und Bedeutung des innerstädtischen Temperaturfeldes*. Geographische Rundschau, 9, 368-373.
- Fezer F., 1975, *Lokalklimatische Interpretation von Thermalluftbildern*. Bildmessung und Luftbildwesen, 43, 152-158.
- Figuerola P.I., Mazzeo N.A., 1998, *Urban-rural temperature differences in Buenos Aires*. International Journal of Climatology, 18, 1709-1723.
- Fliri F., 1978, *Die terrestrische Bestrahlung von Hängen verschiedener Richtung und Neigung bei überhöhtem Horizont*. Wetter und Leben, 30, 2.
- Foitzik L., Hinzpeter H., 1958, *Sonnenstrahlung und Lufttrübung*. Akademische Verlagsgesellschaft Geest & Portig K.G., Leipzig.
- Fritschen L.J., Gay L.W., 1979, *Environmental instrumentation*. Springer Verlag, New York.
- Fritschen L.J., Qian P., 1990, *Net radiation, sensible and latent heat flux densities on slopes computed by the energy balance method*. Boundary Layer Meteorology, 53, 163-171.
- Fritschen L.J., Simpson J.R., 1989, *Surface energy and radiation balance systems: general description and improvements*. Journal of Applied Meteorology, 28, 680-689.
- Fuggle R.F., 1970, *A computer programme for determining direct short-wave radiation income on slopes*. Climatological Bulletin, 7, 8-16.
- Fuggle R.F., Oke T.R., 1976, *Long-wave radiation flux divergence and nocturnal cooling in the urban atmosphere*. Boundary Layer Meteorology, 10, 113-120.
- Funk J.P., 1959, *Improved polyethylen-shielded net radiometer*. Journal of Scientific Instruments, 36, 267-270.
- Fuss F., 1959, *Nächtliche Temperaturverhältnisse zweier Weinberge im Elbtal*. Angewandte Meteorologie, 5, 8, 225-230.
- Gallo K.P., Tarpley J.D., 1996, *The comparison of vegetation index and surface temperature composites for urban heat-island analysis*. International Journal of Remote Sensing, 17, 15, 3071-3076.
- Garnett A., Bach W., 1965, *An estimation of the ratio of artificial heat generation to natural radiation heat in Sheffield*. Monthly Weather Review, 93, 6, 383-385.
- Garnier B.J., Ohmura A., 1970, *The evaluation of surface variations in solar radiation income*. Solar Energy, 13, 21-34.
- Garratt J.R., 1994, *The atmospheric boundary layer*. Cambridge Atmospheric and Space Science Series. Cambridge University Press, Cambridge.
- Gay L.W., 1973, *Energy Exchange Studies at the Earth's surface – I. Energy Budgets of Desert, Meadow, Forest and Marsh Sites*. Oregon State University, Department of Forest Engineering, Corvallis, Oregon, Technical Report nr 73-I, 101 s.
- Gay L.W., Holbo H.R., 1974, *Studies of the forest energy budget*. Water Resources Research Institute, Oregon State University, Corvallis, Oregon, 47 s.
- Geiger M., 1977, *Veränderungen des Mesoklimas durch Siedlungen im Raum Neustadt/Weinstrasse*. Erdkunde, 31, 24-33.
- Geiger R., 1969, *Topoclimates*. [w:] H.E. Landsberg, H. Flohn (ed.), *World survey of climatology*, vol. 2, *General climatology*, 2. Elsevier Publishing Company, Amsterdam, London, New York, 105-138.
- Goldreich Y., 1984, *Urban topoclimatology*. Progress in Physical Geography, 8, 336-364.
- Gossmann H., 1977, *Radiometrische Oberflächentemperaturmessung und Thermalbild als Hilfsmittel der Umweltforschung*. Beihefte Geographische Rundschau, 7, 101-112.
- 1984, *Satelliten-Thermalbilder. Ein neues Hilfsmittel für die Umweltforschung?* Bundesforschungsanstalt für Landeskunde und Raumordnung, Bonn, 117 s., 64 ryc., 1 zal.
- Goward S.N., 1981, *Thermal behavior of urban landscapes and the urban heat island*. Physical Geography, 2, s.19.

- Gregoire F., Paszyński J., Kędziora A., Kapuściński J., Tucholka S., 1992, *Etude des échanges d'énergie à la surface active*. Publications de l'Association Internationale de Climatologie, 5, 425-430.
- Grimmond C.S.B., 1992, *The suburban energy balance: Methodological considerations and results for a mid-latitude west coast city under winter and spring conditions*. International Journal of Climatology, 12, 481-497.
- Gross G., 1983, *Influencing an urban heat island by nocturnal cold air drainage; a numerical simulation experiment*. Annalen der Meteorologie, 20, 59-61.
- Guyot G., 1970, *Méthodes et techniques d'étude du vent*. [w:] *Techniques d'étude des facteurs physiques de la biosphère*. Institut National de la Recherche Agronomiques, Paris, 373-396.
- Haase G., 1964, *Landschaftsökologische Detailuntersuchung und naturräumliche Gliederung*. Petermanns Geographische Mitteilungen, 1/2.
- Hage K.D., 1975, *Urban – rural humidity difference*. Journal of Applied Meteorology, 14, 1227-1283.
- Hales T.A., 1974, *Alteration of nocturnal radiation balance of „Red Blush” grapefruit trees by application of aluminium powder suspensions to upper leaves*. Agricultural Meteorology, 13, 59-67.
- Halldin S., 1991, *Comments on "Correction of errors associated with measurement of net all-wave radiation with double-domed radiometers" by Oliver and Wright*. Boundary Layer Meteorology, 57, 195-201.
- Harrison A.A., 1967, *Variations in night minimum temperatures peculiar to a valley in Mid-Kent*. The Meteorological Magazine, 96, 1142, 257-265.
- Harrison R., McColdrick B., Williams C., 1984, *Artificial heat release from Greater London 1971-1976*. Atmospheric Environment, 18, 2291-2304.
- Hess M., Niedźwiedz T., Obrębska-Starkłowa B., 1975, *Przyczynek do metod konstruowania szczegółowych map klimatycznych terenów górskich i wyżynnych*. Zeszyty Naukowe UJ, Prace Geograficzne, 41.
- Hicks B.B., Hyson P., Moore C.J., 1975, *A study of eddy fluxes over a forest*. Journal of Applied Meteorology, 14, 58-66.
- Hillel D., 1980, *Fundamentals of soil physics*. Academic Press, A Subsidiary of Harcourt Brace Jovanovich, Publishers, New York, London, Toronto, Sydney, San Francisco.
- Hocevar A., 1971, *Temperature distribution under radiation frost conditions in a central Pennsylvania valley*. Agricultural Meteorology, 8, 371-383.
- Hurtalova T., Matejka F., 1985, *Relationship between soil surface and 2 cm depth temperature measurements*. Contributions of the Geophysical Institute of SAV, 6, 41-50.
- Hyson P., Hicks B.B., 1975, *A single-beam infrared hygrometer for evaporation measurement*. Journal of Applied Meteorology, 14, 301-307.
- Idso S.B., Baker D.G., Blad B.L., 1969, *Relations of radiation fluxes over natural surfaces*. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 95, 244-257.
- Jaworski J., 1971, *O metodzie wyznaczania parowania z powierzchni rzeki obciążonej zrzutami wód podgrzanych*. Wiadomości Służby Hydrologicznej i Meteorologicznej, 7(19), 4 (88), 27-36.
- Jaworski J., 1985, *Modelowanie procesu parowania terenowego na podstawie badań teoretycznych i eksperymentalnych*. Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej, Materiały Badawcze, Seria: Hydrologia i Oceanologia, 10, 94 s.
- Jaworski J., 1986, *Opór dyfuzyjny szaty roślinnej na tle składników bilansu wodnego i cieplnego*. Wiadomości Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej, 4.
- Jaworski J., 1997, *Parowanie terenowe*. [w:] U. Soczyńska (red.), *Hydrologia dynamiczna*. Państwowe Wydawnictwo Naukowe, Warszawa.
- Jauregui E., 1990, *Effects of revegetation and new artificial water bodies on the climate of northeast Mexico City*. Energy and Buildings, 15-16, 447-455.
- Jeanneret F., Vautier Ph., 1977, *Kartierung der Klimateignung für die Landwirtschaft in der Schweiz. Levé cartographique des aptitudes climatiques pour l'agriculture en Suisse*. Geographisches Institut der Universität Bern, Geographica Bernensia, G 6.

- Jegede O., 1997, *Daily averages of net radiation measured at Osu, Nigeria in 1995*. International Journal of Climatology, 17, 1357-1367.
- Kaunas Z., Pjatrauskas S., 1990, *Sostavlenie kart uvlaznennosti sel'skochozjajstvennykh polej po materialam aerofotosnimkov*. [w:] J. Grzybowski (red.), *Problemy współczesnej topoklimatologii*. Institute of Geography and Spatial Organization, Polish Academy of Sciences, Conference Papers, 4, 81-87.
- Kessler A., 1985, *Ueber die kurzwellige Albedo eines Kiefernwaldes*. Meteorologische Rundschau, 38, 82-91.
- 1985a, *Anthropogene Änderungen des Strahlungshaushalts der Erdoberfläche*. Erdkunde, 39, 175-179.
- Keuler P.M., 1977, *Können mit Hilfe von IR-Scanner-Daten Lufttemperaturen in zwei Meter Höhe bestimmt werden?* Annalen der Meteorologie, 12, 232-233.
- Kędziora A., Olejnik J., Chojnicki B., Leśny J., Tuchołka S., 1996, *Porównanie przebiegów dobowych składników bilansu cieplnego w warunkach pogody radiacyjnej nad dwoma ekosystemami*. Poznań, 6 s. + tabele i wykresy.
- Kłysik K., Matusiak R., 1990, *Emisja ciepła sztucznego na obszarze Łodzi*. [w:] J. Grzybowski (red.), *Problemy współczesnej topoklimatologii*. Institute of Geography and Spatial Organization, Polish Academy of Sciences, Conference Papers, 4, 106-112.
- Knoch K., 1961, *Methodische Erfahrung zur Durchführung einer Landesklimaaufnahme*. Zeitschrift für Meteorologie, 15, 171-177.
- 1963, *Die Landesklimaaufnahme*. Berichte des Deutschen Wetterdienstes, 85.
- Koehl A., 1971, *Die Landverdunstung im schweizerischen Rheingebiet*. Jahresbericht Naturforschung Gesellschaft Graubünden, Neue Folge, B, XCIV, 193-198.
- Koitzsch R., 1970, *Messungen der Wärmeleitfähigkeit im Unterboden*. Zeitschrift für Meteorologie, 19, 375-380.
- Kondracki J., 1977, *Regiony fizyczno-geograficzne Polski*. Wydawnictwa Uniwersytetu Warszawskiego, Warszawa.
- 1998, *Regiony fizyczno-geograficzne Polski*. Państwowe Wydawnictwo Naukowe, Warszawa.
- Koppany Á., 1995, *Microclimate investigations in and near the forest of Ásotthalom*. Acta Climatologica Universitatis Szegediensis, 28-29, 47-52.
- Kozłowska-Szczęśna T., 1964, *Próba klasyfikacji klimatycznej miejscowości uzdrowiskowej na przykładzie Ciechocinka*. Przegląd Geofizyczny 9(17), 2, 139-150.
- 1965, *Bioklimat Ciechocinka*. Problemy Uzdrowiskowe, 4(26), 72 s.
- Krammer M., 1969, *Untersuchung der atmosphärischen Trübung in Basel*. Dissertation der Universität Basel, Springer Verlag, Wien, New York, 82 s.
- Kraujalis M.W., 1972, *Udział ciepła ze sztucznych źródeł w bilansie cieplnym na obszarze Polski*. Instytut Geografii PAN, Prace Geograficzne, 93, 74 s.
- Kreith F., 1973, *Principles of heat transfer*. Intext Educational Publishers, New York, London.
- Kunz S., 1983, *Anwendungsorientierte Kartierung der Besonnung in regionalem Massstab*. Geographisches Institut der Universität Bern, Geographica Bernensia, G 19, 87 s.
- Kuttler W., 1988, *Spatial and temporal structures of the urban climate – a survey*. [w:] K. Grefen and J. Löbel (ed.), *Environmental meteorology*. Dordrecht, 305-333.
- 1993, *Planungsorientierte Stadtklimatologie*. Meteorologische Rundschau, 2, 95-106.
- Kuttler W., Schreiber D., 1984, *Stadt – und Geländeklimatische Untersuchungen im Südlichen Münsterland*. Ruhr-Universität Bochum, Geographisches Institut.
- Landsberg H., 1981, *The urban climates*. Geophysical Series, 28, Academic Press, London.
- Lee R., 1978, *Forest microclimatology*. Columbia University Press, New York.
- Linacre E.T., 1969, *Net radiation to various surfaces*. Journal of Applied Ecology, 6, 61-75.
- Lo C.P., Quattrocchi D.A., Luvall J.C., 1997, *Application of high-resolution thermal infrared remote sensing and GIS to assess the urban heat island effect*. International Journal of Remote Sensing, 18, 2, 287-304.

- Lowry W.D., Gay L.W., 1970, *Errors in infrared thermometry and radiometry*. Oregon State University, Department of Atmospheric Sciences, Technical Note, 5, 11 s.
- Lumley J.L., Panofsky H.A., 1964, *The structure of atmospheric turbulence / Struktura atmosferycznej turbulentności*. (Tłum. ros.), Izdatel'stvo Mir, Moskva 1966.
- Lyons T.J., Smith R.C.G., Huang Xinmei, 1996, *The impact of clearing for agriculture on the surface energy budget*. International Journal of Climatology, 16, 551-558.
- Machette L.B., Schnelle F., 1974, *An introduction to agrotopoclimatology*. WMO, Technical Note, 133, 131 s.
- Marr R.L., 1970, *Geländeklimatische Untersuchung im Raum südlich von Basel*. Thayngen.
- Matejka F., 1974, *The calibration of a pyrgeometer when the calibration system is in a stationary state*. Contributions of the Geophysical Institute of SAV, 1, 129-140.
- Mattsson J.O., Lindquist S., 1989, *Topoclimatic maps for different planning levels: some Swedish examples*. The Journal of CIB Batiment International Building Research and Practice, 17, 299-304.
- Matul K., 1974, *Niektóre wyniki badań nad parowaniem terenowym metodą bilansu radiacyjno-cieplnego*. Zeszyty Problemowe Postępów Nauk Rolniczych, 161.
- Miller D.H., 1981, *Energy at the surface of the Earth. An introduction to the energetics of ecosystems*. International Geophysics Series, 27, Academic Press, New York, London, Toronto, Sydney, San Francisco.
- Mills G., 1997, *An urban canopy layer climate model*. Theoretical and Applied Climatology, 57, 229-244.
- Monteith J.L., 1973, *Principles of environmental physics*. Edward Arnold, London.
- Monteith J.L., Szeicz G., 1961, *The radiation balance of bare soil and vegetation*. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 88, 496-507.
- Moreno-Garcia M.C., 1994, *Intensity and form of the urban heat island in Barcelona*. International Journal of Climatology, 14, 705-710.
- Moser H.R., 1979, *Geländeklimatologische Untersuchungen auf dem Möhliner Feld*. Meteorologische Rundschau, 32, 150-159.
- Muller W., 1968, *The role and measurement of dew*. [w:] *Agroclimatological methods*. Proceedings of the Reading Symposium, UNESCO, 303-307.
- Munn R.E., 1966, *Descriptive micrometeorology*. Advances in Geophysics, Supplement 1, Academic Press, New York, London.
- Munzar J., Nekovar J., 1978, *Atmospheric pollution and radiations conditions of the ground-layer of the atmosphere in the town of Ostrava*. Contributions of the Geophysical Institute of SAV, 2, 61-66.
- Nagy L., 1970, *Angaben zu den Strahlungsverhältnissen des Waldes*. Acta Climatologica, Szeged, 9, 1-4, 49-58.
- Nakagawa S., 1984, *Study on evapotranspiration from pasture*. The University of Tsukuba, Environmental Research Center Papers, 4, 87 s.
- Niedźwiedz T., Obrębska-Starkłowa B., 1972, *Beispiel der Anfertigung einer mesoklimatischen Karte für die Karpaten*. Studia Geographica, 26, Brno.
- Obrębska-Starkłowa B., 1972, *Versuch eine detaillierte meso- und mikroklimatische Karte für Mittelgebirge (Beskiden) zu konstruieren*. Studia Geographica, 26, Brno.
- Oke T.R., 1979, *Review of urban climatology*. WMO, Technical Note, 169.
- 1982, *The energetic basis of the urban heat island*. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 108, 1-24.
- 1987, *Boundary layer climates*. Methuen, London, New York.
- 1988, *The urban energy balance*. Progress in Physical Geography, 12, 471-508.
- Oke T.R., Cleugh A., 1987, *Urban heat storage derived as energy balance residuals*. Boundary Layer Meteorology, 39, 233-245.
- Oke T.R., Kalanda B.D., Steyn D.G., 1981, *Parametrization of heat storage in urban areas*. Urban Ecology, 5, 45-54.

- Oke T.R., Zeuner G., Jauregui E., 1992, *The surface energy balance in Mexico City*. Atmospheric Environment, 26B, 433-444.
- Olechnowicz-Bobrowska B., Wojkowski J., 1998, *Struktura bilansu promieniowania w południowej części Polski*. Kraków, maszynopis, 10 s. + tabele i wykresy.
- Oliver H.R., Wright I.R., 1990, *Correction of errors associated with measurement of net all-wave radiation with double-domed radiometers*. Boundary Layer Meteorology, 53, 401-407.
- Pálffy E., 1995, *Temperature inversion in the Csik Basin*. Acta Climatologica Universitatis Szegediensis, 28-29, 41-45.
- Parlow E., 1983, *Geländeklimatologische Untersuchungen im Bereich der Stauffer Bucht unter besonderer Berücksichtigung lokaler Ausgleichsströmungen*. Freiburger Geographische Hefte, 20.
- Paszyński J., 1966, *Klimat okolic Pińczowa*. [w:] *Studia geograficzne w powiecie pińczowskim*. Prace Geograficzne, 47, 89-114.
- Paszyński J., 1972, *Studies on the heat balance and on evaporation*. Geographia Polonica, 22, 35-51.
- Paszyński J., 1972a, *Etudes topoclimatologiques du bilan thermique dans les montagnes moyennes*. [w:] *L'aménagement de la montagne*. Warszawa, 48-70.
- 1980, *Metody sporządzania map topoklimatycznych*. [w:] *Metody opracowań topoklimatycznych*. Dokumentacja Geograficzna, 3, 13-28.
 - 1980a, *Les buts et les méthodes de la cartographie topoclimatique*. Recherches Géographiques à Strasbourg, 13-14, 103-106.
 - 1983, *Les méthodes d'établissement des cartes topoclimatiques*. Geographia Polonica, 45, 35-45.
 - 1990, *Zastosowanie teledetekcji do kartowania topoklimatycznego*. [w:] J. Grzybowski (red.), *Problemy współczesnej topoklimatologii*. Institute of Geography and Spatial Organization, Polish Academy of Sciences, Conference Papers, 4, 11-18.
 - 1990a, *Zróżnicowanie struktury bilansu promieniowania wybranych ekosystemów Równiny Kościańskiej*. Zakład Klimatologii IGiPZ PAN, Temat CPBP 04.10.03.02.02., Sprawozdanie za okres 1986-1990, Poznań, maszynopis, 44 s.
 - 1991, *Mapping urban topoclimates*. Energy and Buildings, 15-16, 1059-1062.
 - 1995, *Influence of air pollution upon the radiation balance in urban and industrial areas*. [w:] *Climatology and air pollution*. Resúmenes, Universidad Nacional de Cuyo, Facultad de Filosofía y letras, 13 al 27 agosto de 1995, Mendoza, Republica Argentina, 179-189.
- Paszyński J., Kędziora A., Kapuściński J., Moczko J., Tuchołka S., Leśny J., Konieczka K., Roels R., 1989a, *Report on the International Field Experiment ALMA-ATA 1989 USSR*. Akademia Rolnicza w Poznaniu – Zakład Agrometeorologii, Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN – Zakład Klimatologii, Pescom Systems, Poznań, maszynopis, 18 s. + załączniki.
- Paszyński J., Kędziora A., Kapuściński J., Olejnik J., Moczko J., Tuchołka S., Konieczka K., 1989b, *Report of Polish Group of the International Field Experiment KUREX 1988 – USSR*. Poznań, maszynopis, 28 s.
- Paszyński J., Kędziora A., Tuchołka S., Kapuściński J., Olejnik J., 1995, *Wpływ rodzaju powierzchni czynnej na strukturę bilansu cieplnego*. [w:] *Współczesne badania klimatologów polskich w kraju i za granicą*. Sympozjum z okazji 40-lecia Zakładu Klimatologii IGiPZ PAN, Radzików 7-8 listopada 1994, Conference Papers, 23, 69-92.
- Paszyński J., Nguyen Can, 1995, *Classification of climate of Vietnam based on the heat and water balances*. [w:] *Climate and life in the Asia-Pacific*. Proceedings of International Symposium 10-13 April 1995 on Universiti Brunei Darussalam, 376-385.
- Paszyński J., Skoczek J., 1979, *Daily course of the energy balance of plant cover*. Zeszyty Problemowe Postępów Nauk Rolniczych, 220, 291-294.
- Paszyński J., Skoczek J., 1989, *Struktura bilansu cieplnego upraw rolniczych*. Roczniki Akademii Rolniczej w Poznaniu, 201, 25-30.

- Paszyński J., Skoczek J., 1996, *Structute journalière du bilan thermique d'une surface de steppe avec pergélisol (expérience menée en été à Gurvan-Turuu en Mongolie)*. Publications de l'Association Internationale de Climatologie, 9, 366-373.
- Paul P., Schneider N., 1984, *Télédétection des brouillards sur le fossé rhénan. Premiers résultats*. Recherches Géographiques à Strassbourg, 27, 19-31.
- Perrin de Brichambaut Ch., 1963, *Rayonnement solaire et échanges radiatifs naturels*. Gautier-Villars, Paris.
- Person P., 1997, *Differential nocturnal cooling in the landscape detected by mobile measurements*. Theoretical and Applied Climatology, 56, 215-224.
- Peters W., 1977, *Untersuchungen zum Geländeklima und seinen Auswirkungen auf die Agrarlandschaft im nördlichen Rheinhessen*. Mainzer Geographische Studien, 11, 299-308.
- Primault B., 1972, *Etude méso-climatique du Canton de Vaud*. Cahiers de l'aménagement régional 14, Office cantonal vaudois de l'urbanisme, Lausanne, 186 s., 159 tab., 40 ryc.
- Quitt E., 1970, *Podrobná mezoklimatická mapa brněnského okolí (Detailed mesoclimatic map of the surroundings of Brno)*. Geografický Ústav ČSAV, Brno (mapa).
- 1990, *Metody, výsledky a perspektivy topoklimatického mapování Československa*. [w:] J. Grzybowski (red.), *Problemy współczesnej topoklimatologii*. Institute of Geography and Spatial Organization, Polish Academy of Sciences, Conference Papers, 4, 19-26.
- Rana G., Katerji N., Madrovilli M., El Moujabber M., 1997, *A model for predicting actual evapotranspiration under soil water stress in a Mediterranean region*. Theoretical and Applied Climatology, 56, 45-55.
- Raschke E. (ed.), 1978, *Terminology and units of radiation quantities and measurements*. IAMAP, Radiation Commission, Boulder Co, 17 s.
- Riblet J., 1970, *Ueber eine mathematische Methode, bei gegebenem Horizont die tatsächliche Tagessumme der Bestrahlung und die Intensität der auf eine geneigte Bodenfläche einfallenden Sonnen-, Himmels- und Globalstrahlung zu bestimmen*. Internationale Tagung für Alpine Meteorologie, Oberstdorf (BRD), 107-112.
- Robinson N. (ed.), 1966, *Solar radiation*. Elsevier Publishing Company, Amsterdam, London, New York.
- Rosenberg N.J., 1974, *Microclimate: The biological environment*. John Wiley & Sons, New York, London, Sydney, Toronto.
- Ross S.L., Oke T.R., 1988, *Test of three urban energy balance models*. Boundary Layer Meteorology, 44, 73-96.
- Roten M., 1979, *Climat urbain et suburbain de Fribourg*. Editions Universitaires Fribourg, Suisse.
- Rowntree P.R., 1989, *Atmospheric parametrization schemes for evaporation over land: basic concepts and climate modeling aspects*. [w:] T.J. Schmugge i J.C. André, *Land surface evaporation. Measurement and parametrization*. Springer Verlag, New York, Berlin, Heidelberg, London, Paris, Tokyo, Hong Kong, Barcelona, 5-29.
- Schaedler B., 1980, *Die Variabilität der Evapotranspiration im Einzugsgebiet Rietholzbach bestimmt mit Energiebilanzmethoden*. Mitteilungen VAW ETH Zürich, 46.
- Schmid H.P., Cleugh H.A., Grimmond C.S.B., Oke T.R., 1991, *Spatial variability of energy fluxes in suburban terrain*. Boundary Layer Meteorology, 54, 249-276.
- Schneider M., 1965, *Zur praktischen Durchführung geländeklimatologischer Arbeiten*. Mitteilungen des Deutschen Wetterdienstes, 5, 34, 32 s.
- Schnelle F., 1968, *Agrotopoclimatology*. [w:] *Agroclimatological methods*. Proceedings of the Reading Symposium, UNESCO, 251-260.
- Schott R., 1980, *Untersuchungen ueber die Energiehaushaltskomponenten in der atmosphärischen Grenzschicht am Beispiel eines Kiefernbestandes in der Oberrheinebene*. Berichte des Deutschen Wetterdienstes, 153, 58 s.
- Schulze R., 1961, *Über die Verwendung von Polyäthylen für Strahlungsmessungen*. Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie, Ser. B, 11, 211-223.

- Skoczek J., 1970, *Wpływ podłoża atmosfery na przebieg dobowy bilansu cieplnego powierzchni czynnej*. Instytut Geografii PAN, Prace Geograficzne, 84, 96 s.
- Skoczek J., 1994, *Struktura bilansu cieplnego powierzchni pola czarnoziemiu (na przykładzie badań ekspedycyjnych w Mołdawii)*. [w:] T.S. Konstantinova, J. Bołoban, J. Paszyński, J. Skoczek, B. Krawczyk, *Badania topoklimatyczne w Mołdawii*. Zeszyty Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN, 26, 21-39.
- Skoczek J., Krawczyk B., Błażejczyk K., 1989, *Topoklimatičeskie issledovanija v gornych rajonach kontinental'nogo klimata (na primere Chenteja v Mongolii)*. XIV International Conference on Carpathian Meteorology, September 25-30, 1989, Proceedings, Sofia – Bulgaria, 130-135.
- Skoczek J., Paszyński J., 1997, *Bilans cieplny powierzchni czynnej stepu na Wyżynie Środkowo-Chałchaskiej w Mongolii*. Roczniki Akademii Rolniczej w Poznaniu, 291, 131-151.
- Smolen F., 1978, *Strahlungsbilanz über verschiedener aktiver Oberfläche*. Contributions of the Geophysical Institute of SAV, 2, 29-42.
- 1984, *Absorption der Globalstrahlung durch die aktive Oberfläche*. Contributions of the Geophysical Institute of SAV, 5, 7-20.
- Sonntag D., 1975, *Pyranographen bzw. Effektivpyranographen mit galvanisch erzeugter Thermosäule und ihre Erprobung in Berlin, Potsdam, Stockholm, Leningrad und Bergen*. Abhandlungen des Meteorologischen Dienstes der Deutschen Demokratischen Republik, XV, 115, 80 s. Akademie Verlag Berlin.
- Spittlehouse, D.L., Black T.A., 1980, *Evaluation of the Bowen ratio-energy balance method for determining forest evapotranspiration*. Atmosphere – Ocean, 13, 98-116.
- Stewart R.B., Thom A.S., 1973, *Energy budgets in pine forest*. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 99, 154-170.
- Stock P., Beckröge W., 1985, *Klimaanalyse Stadt Essen*. Kommunalverband Ruhrgebiet, Planungshefte Ruhrgebiet, Essen, 123 s. + 14 map.
- Stock P., Beckröge W., Kiese O., Kuttler W., Lüftner, 1986, *Klimaanalyse Stadt Dortmund*. Kommunalverband Ruhrgebiet, Planungshefte Ruhrgebiet, Essen, 39 s. + 4 mapy.
- Stull R.B., 1988, *An introduction to boundary layer meteorology*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Boston, London.
- Swaid H., 1993, *Urban climate effects of artificial heat sources and ground shadowing by buildings*. International Journal of Climatology, 13, 797-812.
- Tajchman S.J., 1972, *Messungen zum Waermehaushalt über einer Kiefern-schonung im Trockengebiet des Oberrheins*. Allgemeine Forst- und Jagdzeitung, 143, 2, 35-38.
- 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.
- Tanner C.B., Businger J.A., Kuhn P.M., 1960, *The economical radiometer*. Journal of Geophysical Research, 65, 3657-3667.
- Terjung W.H., Louie S.S-F., 1974, *A climatic model of urban energy budgets*. Geographical Annals, 6, 341-367.
- Thornthwaite C.W., 1953, *Topoclimatology*. Proceedings of the Toronto Meteorological Conference, 227-232.
- 1958, *Introduction à la climatologie de la zone aride*. [w:] *Climatology and microclimatology*. Proceedings of the Canberra Symposium, Arid Zone Research, XI, UNESCO, 23-31.
- Toritani H., 1990, *A local climatological study on the mechanics of nocturnal cooling in plains and basins*. The University of Tsukuba, Environmental Research Center Papers, 13, 62 s.
- Undersingh S. D., 1990, *Effect of heat islands over urban Madras and measures for its mitigation*. Energy and Buildings, 15-16, 245-252.
- Unger J., Ondok J., 1995, *Some features of urban influence on temperature extremities*. Acta Climatologica Universitatis Szegediensis, 28-29, 63-76.

- Volz R., 1984, *Das Geländeklima und seine Bedeutung für den landwirtschaftlichen Anbau*. Geographisches Institut der Universität Bern, Geographica Bernensia, G 15, 189 s.
- Voss P.H., 1998, *Climate maps for urban development*. Deutscher Wetterdienst, 4 s. (ECAC 98 – 2nd European Conference on Applied Climatology, 19 to 23 October 1998, Vienna, Austria).
- Wagner M., 1974, *Energetische Modelle zur Berechnung von Flusstemperaturen*. Diplomarbeit für Meteorologie, Ludwig-Maximilian Universität, München, maszynopis, 93 s.
- Wanner H., 1984, *Methods in applied topoclimatology*. Zürchner Geographische Schriften, 14, 5-17.
- Wanner H., Kunz S., 1983, *Klimatologie des Nebel und Kaltluftkörper im Schweizerischen Alpenvorland mit Hilfe von Wettersatellitenbildern*. Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie, Ser. B, 33, 31-56.
- Weise A., 1978, *Zum Auftreten der „Wärmen Hangzone“ im Tiefland der DDR*. Zeitschrift für Meteorologie, 28, 281-284.
- 1980, *Möglichkeiten geländeklimatischer Systematisierung*. Geographische Berichte, 96, 179-193.
- Whiteman C.D., Allwine K.J., Fritsche L.J., Orgill M.M., Simpson J.R., 1989, *Deep valley radiation and surface energy budget microclimates, Part I: Radiation*. Journal of Applied Meteorology, 28, 414-426.
- Wilmers F., 1991, *Effects of vegetation on urban climate and building*. Energy and Buildings, 15-16, 507-514.
- 1997, *Interactions of man and climate in the urban world – The influence of urbanization on the local climate and the influence of urban climate on man*. [w:] M.Yoshino et al. (ed.), *Climates and societies – a climatological perspective*. The GeoJournal Library, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Boston, London, 333-359.
- Wilson R.G., 1970, *Topographic influences on a forest microclimate*. McGill University Climatological Research Series, 5, 109 s.
- Wörner H., 1958, *Die Eichung von Strahlungsbilanzmessern und Effektiv-Pyranometern durch Anschluss an Standardgeräte*. Zeitschrift für Meteorologie, 12, 245-248.
- Yaglom A.M., 1977, *Comments on wind and temperature flux-profile relationships*. Boundary Layer Meteorology, 11, 89-102.
- Yamashita S., 1996, *Detailed structure of heat island phenomena from moving observations from electric tram-cars in metropolitan Tokyo*. Atmospheric Environment, 30, 429-435.
- Yamashita S., Koizumi M., Tamura M., 1995, *A climatology of diurnal and annual variations of heat island intensity in the medium-sized Japanese cities*. Bulletin of Tokyo Gakugei University, Sect. III, 46, 177-198.
- Yamashita S., Sekine K., 1990, *Some studies on the earth's surface conditions relating to the urban heat island*. Energy and Buildings, 15-16, 279-288.
- Yap D., Oke T.R., 1974, *Eddy correlation measurements of sensible heat fluxes over a grass surface*. Boundary Layer Meteorology, 7, 151-163.
- Yoshida A., Tominaga K., Watatani S., 1990, *Field measurements on energy balance of an urban canyon in the summer season*. Energy and Buildings, 15-16, 417-423.
- Yoshino M., 1975, *Climate in a small area*. University Tokyo Press, Tokyo.
- 1984, *Thermal belt and cold air drainage on the mountain slope and cold air lake in the basin at quiet, clear night*. GeoJournal, 8, 3, 235-250.
- Zeleny J., 1978, *Der Einfluss der Luftverunreinigung und meteorologischen Parametern auf die Globalstrahlung in Kopisty*. Contributions of the Geophysical Institute of SAV, 2, 51-60.

THE ENERGY EXCHANGE AT THE EARTH-ATMOSPHERE BOUNDARY AS A BASE FOR TOPOCLIMATOLOGICAL MAPPING

Summary

One out of the main objectives of climatology involves establishing the boundaries of homogeneous climatic units in various spatial scales: from the global scale through the regional scale to the local ones. Especially, the study of spatial variability of climatic conditions at a local scale plays a significant role in applied research. Therefore, many studies have been concerned with the cartographic representation of topoclimatic differentiation of small areas.

The main purpose of this study is to present the methodology of topoclimatological classification of relatively small areas based on specific patterns of energy exchange at the interface earth-atmosphere, and in turn, its suitability for topoclimatological mapping. Thus, this classification constitutes the preliminary part of a delimitation of various topoclimates and their cartographic representation. We understand here the term „topoclimate” in the meaning given by C.W. Thornthwaite [1958]. As the Greek term „*topos*” corresponds exactly to the Latin term „*locus*”, the topoclimate can mean only the same as a local climate, and not necessarily the climate controlled just by orography.

Apart from the introduction, which deals with definitions in topoclimatology, this paper is organised into three main parts. The role of energy exchange at the earth-atmosphere boundary, often called „active surface”, in controlling topoclimatic differentiation on small areas forms the main content of the first part.

Quantitatively, the exchange of energy at the active surface can be presented in the form of the equation of energy balance:

$$Q^* + H + E + G = 0,$$

in which Q^* is net radiation, H is the flux of sensible heat to/from the atmosphere, E is the flux of latent heat of evaporation or condensation, and G is the heat flux to/from the underlying substratum (mostly soil heat flux). Thus, this equation contains only four main terms, corresponding to main fluxes of energy incoming to, or outgoing from the active surface which separates the atmosphere from its substratum. Such approach corresponds also to three modes of energy transfer: by radiation, by conduction and by convection. In some cases, it is necessary to include an additional term in the equation of energy balance, and namely the component A designating the release of heat due to the combustion of fuels i.e. the flux of anthropogenic heat.

Conventionally, we designate all components of this equation directed to the surface, from above or from below, as positive (gains of energy in relation to the surface), and all fluxes directed from this surface as negative (losses of energy).

The focus of this first part is on the role of physical properties of the active surface in the energy balance, because local characteristics of geographical environment modify the exchange of energy at the earth-atmosphere boundary through changes in the physical properties of the land surface. Therefore, the influence of physical properties of the active surface, or active layer, on individual components of energy balance is examined systematically. The role of such parameters as surface albedo and surface emissivity, atmospheric turbidity, surface geometry (slope inclination and slope azimuth), in relation to radiative fluxes (Q^* and its components); thermal conductivity and heat capacity in relation to the term G ; aerodynamic properties, such as roughness length and zero plane displacement, in relation to both turbulent fluxes H and E , are discussed, and their typical values are given for surfaces of different kind.

Diagrams included (Fig. 1 – 3) show daily courses of components of radiation balance, especially during clear and calm weather, because such meteorological conditions favour the strongest spatial differentiation of individual radiative fluxes. These diagrams concern the structure of radiation balance in different sites. They represent daily course of main radiative fluxes: global solar radiation – K^{\uparrow} , reflected solar radiation – K^{\downarrow} , absorbed solar radiation (net short-wave radiation) – K^* , outgoing long-wave radiation – L^{\uparrow} , incoming long-wave radiation (atmospheric counter-radiation) – L^{\downarrow} , net long-wave radiation – L^* , and net all-wave radiation – Q^* .

On the other hand, some typical values of four main components of energy balance (Q^* , G , H , and E) are depicted on diagrams showing daily variations of its structure, observed in several sites situated in different environmental conditions (Fig. 5 – 15).

The aim of the second section is to present the methods appropriate to field investigations of energy exchange. Therefore, this section discusses methods enabling the determination of instantaneous values of individual fluxes of energy, and in turn, of their daily courses. A number of various measurement techniques are examined.

As to the third section, it is concerned with the cartographic representation of topoclimates. During the past decades many climatologists have attempted to establish the detailed climatic maps at different scales varying mostly from 1:25 000 to 1:250 000. Taking into account the contents of existing topoclimatic maps we have established a kind of classification of those map including each of them into the four following categories:

- 1/ Analytical maps presenting geographical distribution of individual elements of climate, such as insolation, air temperature, air humidity, wind velocity and others, or climatic indices, such as, for example, cooling power or potential evapotranspiration.
- 2/ Synthetic maps presenting the spatial repartition of different types of topoclimates on the area investigated.
- 3/ Evaluating maps presenting the usefulness of existing topoclimatic conditions for different practical purposes, such as agriculture, industry, transportation, tourism etc.
- 4/ Prognostic maps presenting expected modifications of local climatic conditions as result of man's activity, and indicating possible improvements of actual climatic conditions through introducing some intentional changes of physical properties of the earth surface.

Analytical and synthetic maps may be considered as basic topoclimatological maps, while evaluating and prognostic maps belong rather to the group of applied maps.

On account of great extent of the contents of existing topoclimatological maps, their comparability is rather limited and difficult, sometimes even impossible. Therefore, a certain standardisation of topoclimatic maps seems to be desirable and sometimes even indispensable. In this paper the authors present an attempt to introduce such a standardisation by proposing an uniform method of topoclimatological mapping.

The presented approach to this problem focuses on establishing a classification of topoclimates based on the typical features of the energy exchange at the earth-atmosphere boundary, the process of energy exchange on the interface earth – atmosphere being of crucial importance for shaping climatic features at the local scale. The classification proposed takes into account various forms of energy exchange observed mainly during the growing season, during periods of „radiative” weather, with clear skies and calm or light winds only, because such types of weather are favourable to bring about the most intense local differences of thermal conditions. This, in turn, causes the pronounced spatial differentiation in both surface and air temperatures, and consequently affects almost all other meteorological elements.

It is obvious that the process of energy exchange between the atmosphere and underlying substratum is controlled by physical properties of the active surface or of active layer. These properties, in turn, modify the input of radiative energy, defined as net radiation, as well as the partitioning of that energy into sensible and latent heat, during the diurnal part of the day. They too modify the gains of energy from the atmosphere and from the underlying substratum during night hours. Therefore, the preliminary step in topoclimatological mapping was to define the spatial distribution of those most important properties, such as exposure and inclination of slopes, albedo, transparency of atmosphere, thermal conductivity or heat capacity of the underlying layers, moistening degree of the interface, its roughness etc. Existing detailed thematic maps, such as geomorphological, hydrological, soil, or vegetation maps, as well as detailed maps of land use, have been very useful in this procedure. Another source of necessary information comes from remote sensing, aerophotography or satellite images. In most cases field investigations carried out especially for this purpose have appeared indispensable.

As the process of energy exchange depends upon different factors during different part of the day, it has been necessary to establish our typology separately for the diurnal part of day and separately for the nocturnal one. The amount of absorbed solar radiation which can be converted into other forms of energy is of crucial importance during the diurnal hours, while the convective exchange of sensible heat with the atmosphere as consequence of local advection of cold air plays a predominant role in the structure of energy balance during

nocturnal hours. Therefore the main criterion of distinguishing the types of energy exchange during day hours are relative values of absorbed solar radiation K^* . On the other hand, the relative values of the flux of sensible heat H during night hours have been assumed as principle of distinguishing types of energy exchange for the nocturnal part of the day. We understand by such „relative” values the deviations with regard to values observed simultaneously at a reference site, designed here as K^*_{st} or H_{st} , the subscript ($_{st}$) standing here for standard reference surface. Such a reference site should represent „standard” conditions, i.e., a flat horizontal surface with an unobstructed horizon, and covered with low vegetation, preferably with short grass. In other words, it should meet the requirements for location of meteorological stations. Best of all it should be the nearest meteorological station, for which the long-term climatic data are available.

In this way three main types of energy exchange for the diurnal period of the day have been separated: with increased K^* , with average K^* , and with decreased K^* . In some cases it was suitable to indicate what factor is responsible for these deviations: either the exposure (slope azimuth or slope aspect), or partial obstruction of sky by surrounding elevations, or the reduced transparency of the atmosphere due to heavy air pollution. Three main categories of energy exchange during night hours have been established as well: with increased H , with average H , and with reduced H . The first category contains all slopes sufficiently steep (inclined) to enable the undisturbed gravitational flow and drainage of cold air, while the third category comprises all depressions where the accumulation and stagnation of cold air occur during clear nights. The second, intermediate, category, comprises areas which are flat but elevated above their surroundings, with just a feeble chance of accumulation of cold air. In this way three classes of terrain have been distinguished, according to their various ability to develop local nocturnal inversions. Furthermore, an additional type with mostly negative values of the term H during the night, i.e. H directed to the atmosphere at that time, was distinguished.

Within the main types of energy exchange, thus distinguished, a further (subsequent) classification into second order units (subtypes) has been established. This subdivision for the day-time is based on the relation between both turbulent heat fluxes: H and E , being the well known Bowen ratio H/E , since the information about the partitioning of disposable energy is important for many climatological and practical applications. In the case of night-time, the relative share of heat incoming to the active surface, either from the atmosphere (flux H) or from the underlying substratum (flux G), has been taken into account for the respective subdivision.

Using the typologies of energy exchange for both day-time and night-time, the final classification of topoclimate has been elaborated and the fundamental topoclimatological map has been drawn up. 16 main types of topoclimate have been distinguished, according to the relative values of all four main components of energy balance: Q^* , G , H and E , during either the day-time or night-time. The classification contains a separate topoclimate with marked share of anthropogenic heat A , too.

The spatial distribution of areas covered by each individual type of topoclimate has been delimited by field mapping. The boundaries of topoclimate correspond in general to the limits of selected values of certain physical properties of the earth surface, already mentioned, such as radiative properties (reflectivity, emissivity), thermal (heat conductivity, heat capacity), hydrologic (moistening coefficient) or aerodynamic ones (roughness parameter, zero-plane displacement). These limits can be defined with the help of existing thematic maps, previously enumerated. This method was applied when preparing the topoclimatological map of the Sandomierz-region (see maps 1 – 3).

Another approach consists in the attribution of a specific type of energy exchange and consequently of individual topoclimate to each of physiographic microregions previously distinguished and delimited. That was the case with elaboration of maps concerning the region, which includes the health resort of Ciechocinek and its surroundings (see maps 4 – 6).

The topoclimatological map thus obtained may be considered as the fundamental map, because it can be used as the initial point for establishing some derived maps, containing the evaluation of each distinguished topoclimate for various practical purposes.

The results presented in this study support the idea that geographical distribution of topoclimate is closely related to the process of energy exchange taking place at the earth-atmosphere boundary.

Informacje dla autorów i czytelników

„DOKUMENTACJA GEOGRAFICZNA” – ukazuje się w standardowym nakładzie 150 egzemplarzy.

Sprzedaż publikacji IGiPZ PAN prowadzą księgarnie:

- ORWN-BIS, ul. Twarda 51/55, 00-818 Warszawa, tel. 69 78 835, czynna od poniedziałku do piątku w godz. od 10 do 18.

- ORWN, Pałac Kultury i Nauki, Warszawa.

Wymagania techniczne stawiane pracom składanym do druku w serii „DOKUMENTACJA GEOGRAFICZNA”

Tekst i tabele należy przygotować na dyskietce (3,5” Microdisks) w programie WORD 7.0, podpisy pod ryciny w języku polskim i angielskim powinny być umieszczone w oddzielnym pliku, ryciny (opracowane komputerowo lub na kalce) w postaci czystorysów gotowych do druku.

Do każdej pracy w języku polskim należy dołączyć streszczenie angielskie (1-2 strony) oraz abstrakt (3-4 zdania) i słowa kluczowe (3-4), również w języku angielskim.

DOKUMENTACJA GEOGRAFICZNA

1995-1998

1995

1. STEFAN KOZARSKI – Deglacjacja północno-zachodniej Polski: warunki środowiska i transformacja geosystemu (~20 ka → 10 ka BP).
2. PIOTR GĘBICA – Ewolucja doliny Wisły pomiędzy Nowym Brzeskiem a Opatowcem w wistulianie i holocenie.
3. ANDRZEJ GAWRYSZEWSKI – Mapy narodowościowe, wyznaniowe i językowe Polski wykonane przez autorów obcych. Bibliografia (lata 1846-1967).

1996

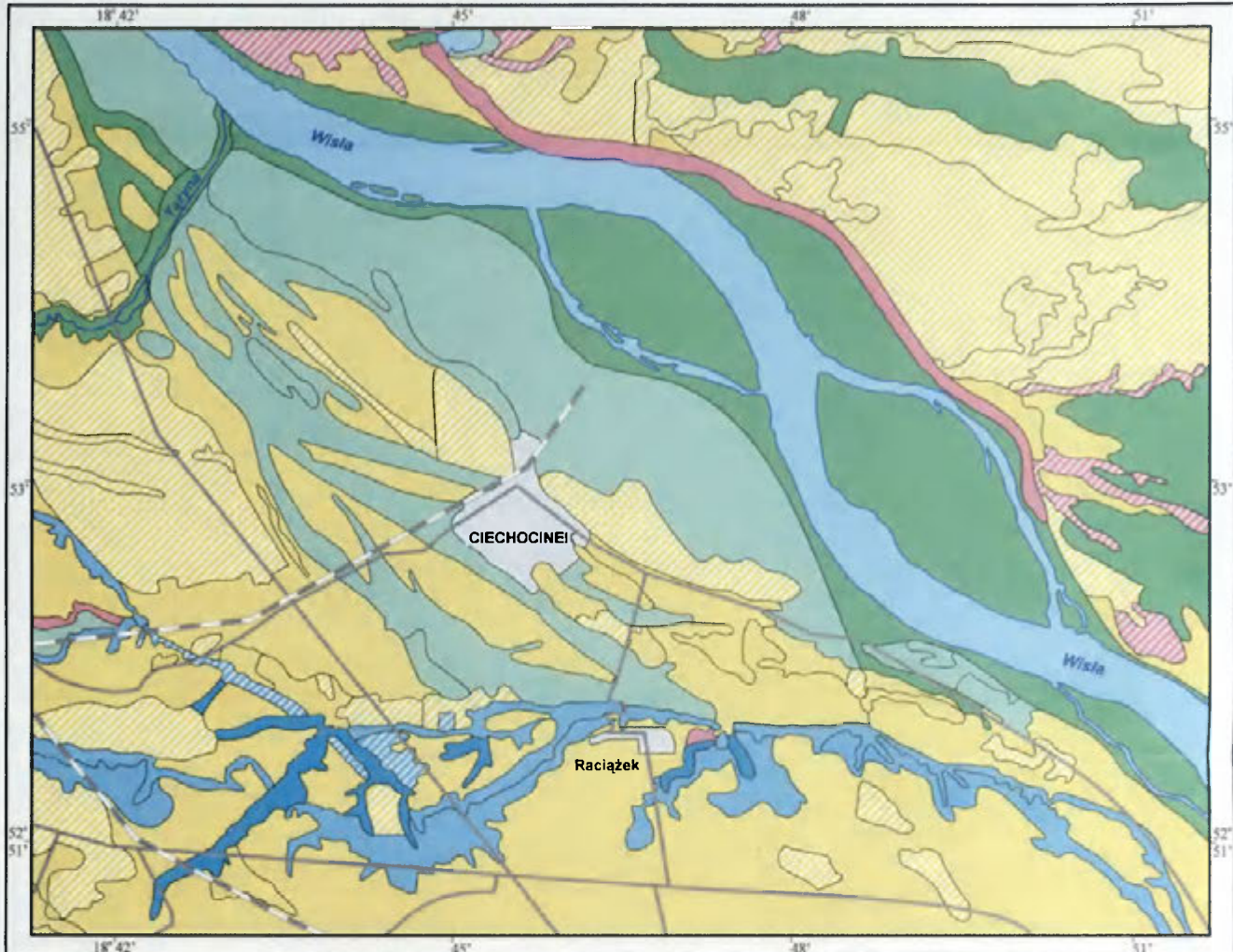
4. ADAM KOTARBA (red.) – Z badań fizycznogeograficznych w Tatrach – II.

1997

5. ELŻBIETA CZYŻOWSKA – Zapis zdarzeń powodziowych na pograniczu boreału i atlantyku w osadach stożka napływowego w Podgrodziu.
6. TOMASZ KALICKI (red.) – Badania ewolucji dolin rzecznych na Białorusi – I.
7. ANDRZEJ GAWRYSZEWSKI – Przestrzenna ruchliwość ludności Polski. Bibliografia (lata 1896-1990).
8. LESZEK STARKEL (red.) – Rola gwałtownych ulew w ewolucji rzeźby Wyżyny Miechowskiej (na przykładzie ulewy w dniu 15.09.1995 roku).

1998

9. MIECZYSLAW BANACH – Dynamika brzegów dolnej Wisły.
10. MIROSŁAW BŁASZKIEWICZ – Dolina Wierzycy, jej geneza oraz rozwój w późnym plejstocenie i wczesnym holocenie.
11. LESZEK STARKEL (red.) – Geomorfologiczny i sedymentologiczny zapis lokalnych ulew.
12. ADAM KOTARBA (red.) – Z badań fizycznogeograficznych w Tatrach – III.
13. ALICJA BREYMEYER, EWA ROO-ZIELIŃSKA – Bory sosnowe w gradiencie kontynentalizmu i zanieczyszczeń w Europie Środkowej – badania geoeekologiczne.



1. Tereny o dodatnich odchyleniach K^* ($K^* > K^*_{st}$):
Areas with positive deviations of K^* :

1.1. wskutek ekspozycji:
due to exposure:

- 1.1.1. o przewadze H ($H > E$)
with predominant H
- 1.1.2. o przewadze E ($E > H$)
with predominant E

1.2. wskutek albedo:
due to albedo:

- 1.2.1. o przewadze E ($E > G$)
with predominant E
- 1.2.2. o przewadze G ($G > E$)
with predominant G

2. Tereny o przeciętnych wartościach K^* ($K^* = K^*_{st}$):
Areas with average values of K^* :

- 2.1. o przewadze H ($H > E$)
with predominant H
- 2.2. o przewadze E ($E > H$)
with predominant E

3. Tereny o ujemnych odchyleniach K^* ($K^* < K^*_{st}$):
Areas with negative deviations of K^* :

3.1. wskutek ekspozycji:
due to exposure:

- 3.1.1. o przewadze H ($H > E$)
with predominant H
- 3.1.2. o przewadze E ($E > H$)
with predominant E

3.2. wskutek zasłonięcia horyzontu
due to horizon screening

4. Tereny o dodatnich wartościach H
Areas with positive H

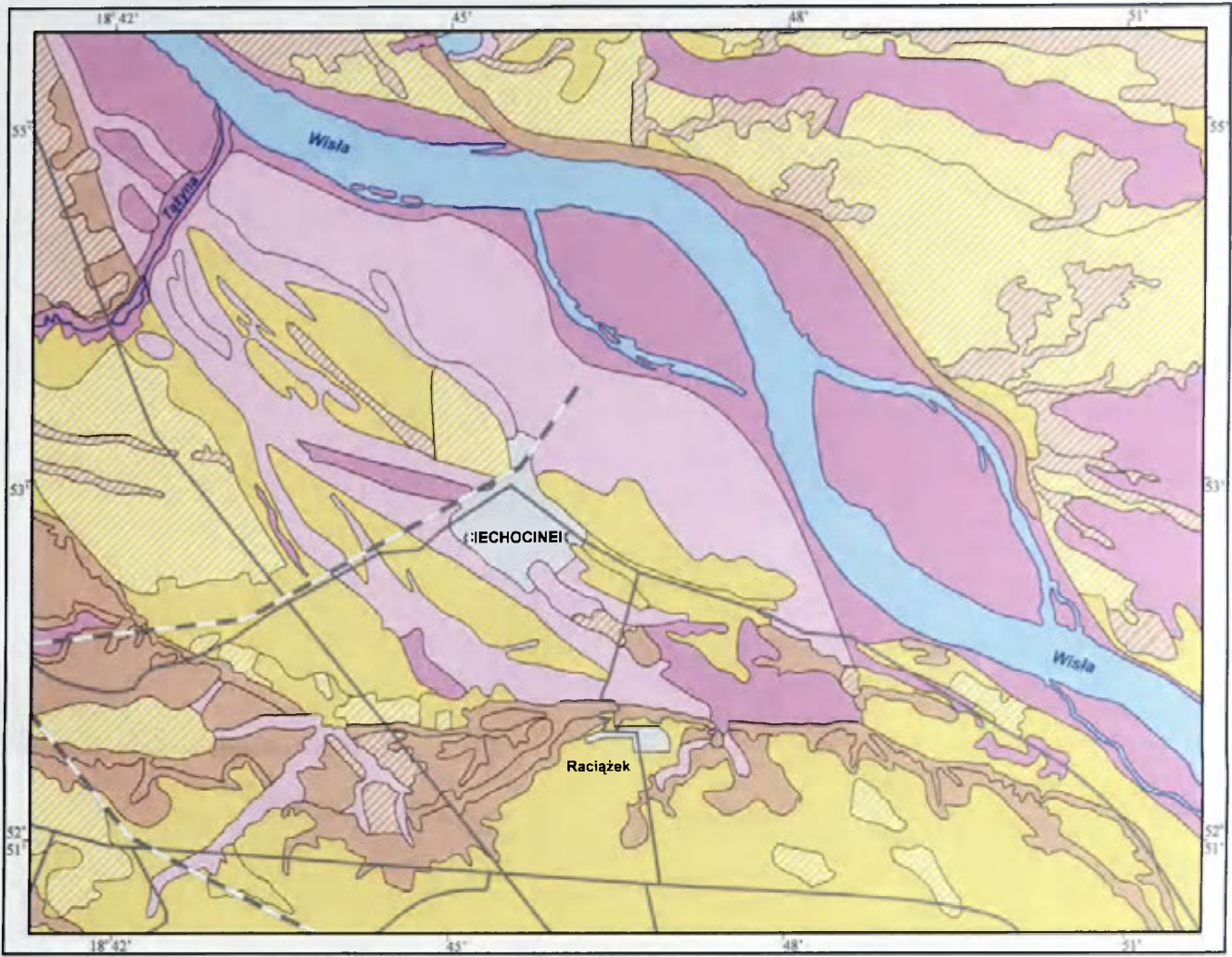
5. Tereny z występowaniem A
Areas with pronounced A

K^* - pochłonięte promieniowanie słoneczne
absorbed solar radiation
 G - strumień ciepła w podłożu
subsurface heat flux
 H - strumień ciepła jawnego
sensible heat flux

E - strumień ciepła utajonego
latent heat flux
 A - strumień ciepła antropogenicznego
anthropogenic heat flux

Wskaźnik $_{st}$ oznacza standardową powierzchnię odniesienia
Subscript $_{st}$ stands for standard reference surface

Mapa 1. Typy wymiany ciepła w porze dziennej w okolicach Ciechocinka
Types of energy exchange during the day in the surroundings of Ciechocinek
(1:50 000)



1. Tereny o dodatnich odchyleniach $H (H > H_n)$:
Areas with positive deviations of H :

- 1.1. o przewadze $H (H > G)$
with predominant H
- 1.2. o przewadze $G (G > H)$
with predominant G

2. Tereny o przeciętnych wartościach $H (H = H_n)$:
Areas with average H :

- 2.1. o przewadze $H (H > G)$
with predominant H
- 2.2. o przewadze $G (G > H)$
with predominant G

3. Tereny o ujemnych odchyleniach $H (H < H_n)$:
Areas with negative deviations of H :

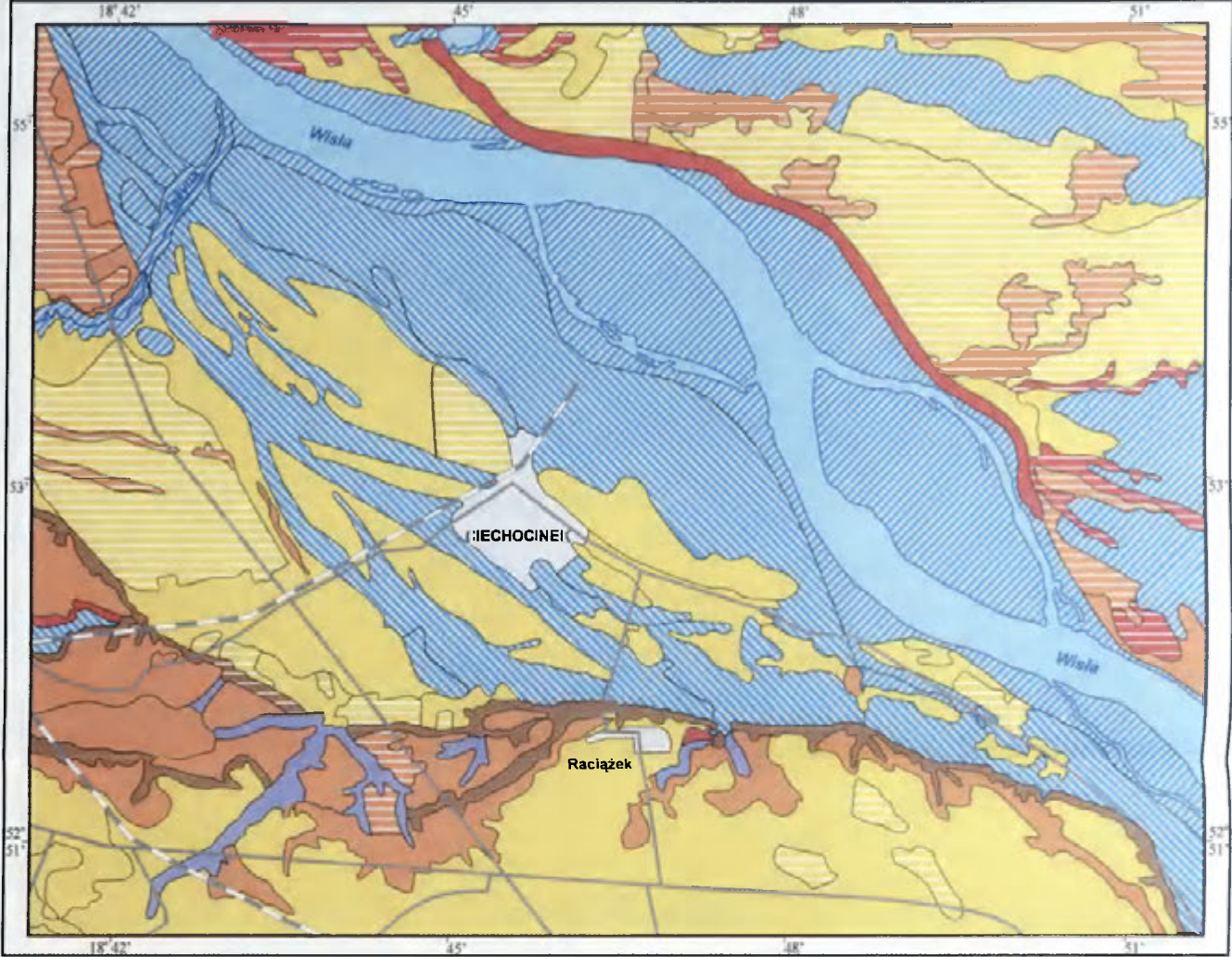
- 3.1. o przewadze $H (H > G)$
with predominant H
- 3.2. o przewadze $G (G > H)$
with predominant G

4. Tereny o ujemnych wartościach H :
Areas with negative H

6. Tereny z występowaniem A :
Areas with pronounced A

G - strumień ciepła w podłożu
subsurface heat flux
 H - strumień ciepła jawnego
sensible heat flux
 A - strumień ciepła antropogenicznego
anthropogenic heat flux
Wskaźnik „ n ” oznacza standardową powierzchnię odniesienia
Subscript „ n ” stands for standard reference surface

Mapa 2. Typy wymiany ciepła w porze nocnej w okolicach Ciechocinka
Types of energy exchange during the night in the surroundings of Ciechocinek
(1:50 000)

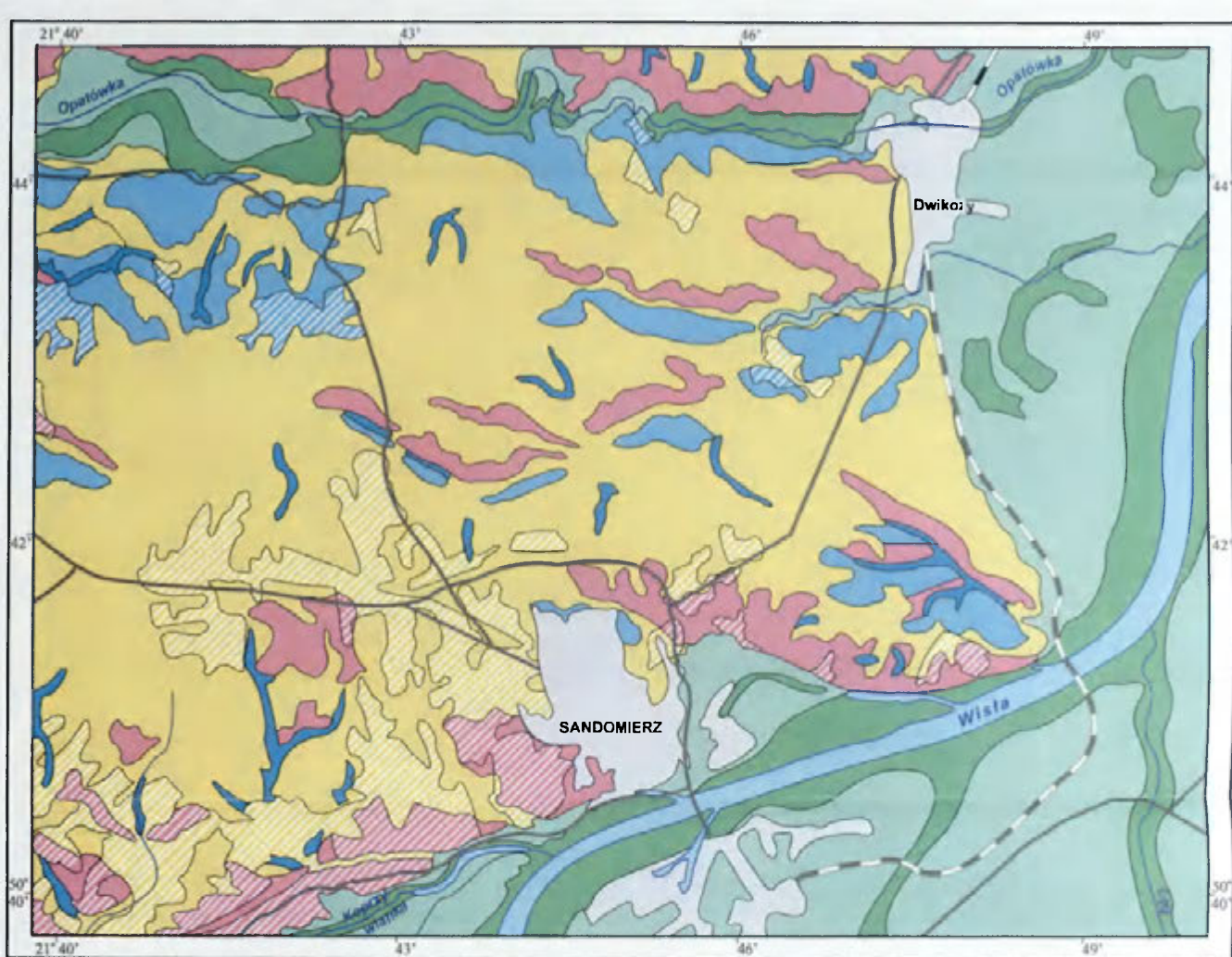


1. Topoklimaty o dodatnich odchyleniach Q^* w dzień ($Q^* > Q^*_n$):
Topoclimates with positive deviations of Q^* during the day:
 - 1.1. Topoklimaty o dodatnich odchyleniach H w nocy ($H > H_n$):
Topoclimates with positive deviations of H during the night:
 - 1.1.1. Topoklimat o przewadze H w dzień ($H > E$)
Topoclimate with predominant H during the day
 - 1.1.2. Topoklimat o przewadze E w dzień ($E > H$)
Topoclimate with predominant E during the day
2. Topoklimaty o przeciętnych wartościach Q^* w dzień ($Q^* = Q^*_n$):
Topoclimates with average values of Q^* during the day:
 - 2.1. Topoklimaty o dodatnich odchyleniach H w nocy ($H > H_n$):
Topoclimates with positive deviations of H during the night:
 - 2.1.1. Topoklimat o przewadze H w dzień ($H > E$)
Topoclimate with predominant H during the day
 - 2.1.2. Topoklimat o przewadze E w dzień ($E > H$)
Topoclimate with predominant E during the day
 - 2.2. Topoklimaty o przeciętnych wartościach H w nocy ($H \approx H_n$):
Topoclimates with average values of H during the night:
 - 2.2.1. Topoklimat o przewadze H w dzień ($H > E$)
Topoclimate with predominant H during the day
 - 2.2.2. Topoklimat o przewadze E w dzień ($E > H$)
Topoclimate with predominant E during the day
 - 2.3. Topoklimaty o ujemnych odchyleniach H w nocy ($H < H_n$):
Topoclimates with negative deviations of H during the night:
 - 2.3.1. Topoklimat o przewadze H w nocy ($H > G$)
Topoclimate with predominant H during the night
 - 2.3.2. Topoklimat o przewadze G w nocy ($G > H$)
Topoclimate with predominant G during the night

3. Topoklimaty o ujemnych odchyleniach Q^* w dzień ($Q^* < Q^*_n$):
Topoclimates with negative deviations of Q^* during the day:
 - 3.1. Topoklimaty o dodatnich odchyleniach H w nocy ($H > H_n$):
Topoclimates with positive deviations of H during the night:
 - 3.1.1. Topoklimat o przewadze H w dzień ($H > E$)
Topoclimate with predominant H during the day
 - 3.1.2. Topoklimat o przewadze E w dzień ($E > H$)
Topoclimate with predominant E during the day
 - 3.2. Topoklimaty o ujemnych odchyleniach H w nocy ($H < H_n$)
Topoclimates with negative deviations of H during the night
4. Topoklimat o wartościach H dodatnich w dzień i ujemnych w nocy
Topoclimate with H positive during the day and negative during the night
6. Topoklimat z występowaniem A
Topoclimate with pronounced A

Q^* - saldo promieniowania
net radiation
 G - strumień ciepła w podłożu
subsurface heat flux
 H - strumień ciepła jawnego
sensible heat flux
 E - strumień ciepła utajonego
latent heat flux
 A - strumień ciepła antropogenicznego
anthropogenic heat flux
 Wskaźnik „_n” oznacza standardową powierzchnię odniesienia
 Subscript „_n” stands for standard reference surface

Mapa 3. Topoklimaty okolic Ciechocinka
 Topoclimates of the surroundings of Ciechocinek
 (1:50 000)



1. Tereny o dodatnich odchyleniach K^* ($K^* > K^*_{s0}$):
Areas with positive deviations of K^* :

1.1. wskutek ekspozycji:
due to exposure:

- 1.1.1. o przewadze H ($H > E$)
with predominant H
- 1.1.2. o przewadze E ($E > H$)
with predominant E

1.2. wskutek albedo:
due to albedo:

- 1.2.1. o przewadze E ($E > G$)
with predominant E
- 1.2.2. o przewadze G ($G > E$)
with predominant G

2. Tereny o przeciętnych wartościach K^* ($K^* = K^*_{s0}$):
Areas with average values of K^* :

- 2.1. o przewadze H ($H > E$)
with predominant H
- 2.2. o przewadze E ($E > H$)
with predominant E

3. Tereny o ujemnych odchyleniach K^* ($K^* < K^*_{s0}$):
Areas with negative deviations of K^* :

3.1. wskutek ekspozycji:
due to exposure:

- 3.1.1. o przewadze H ($H > E$)
with predominant H
- 3.1.2. o przewadze E ($E > H$)
with predominant E

3.2. wskutek zasłonięcia horyzontu
due to horizon screening

4. Tereny o dodatnich wartościach H
Areas with positive H

5. Tereny z występowaniem A
Areas with pronounced A

K^* - pochłonięte promieniowanie słoneczne
absorbed solar radiation

G - strumień ciepła w podłożu
subsurface heat flux

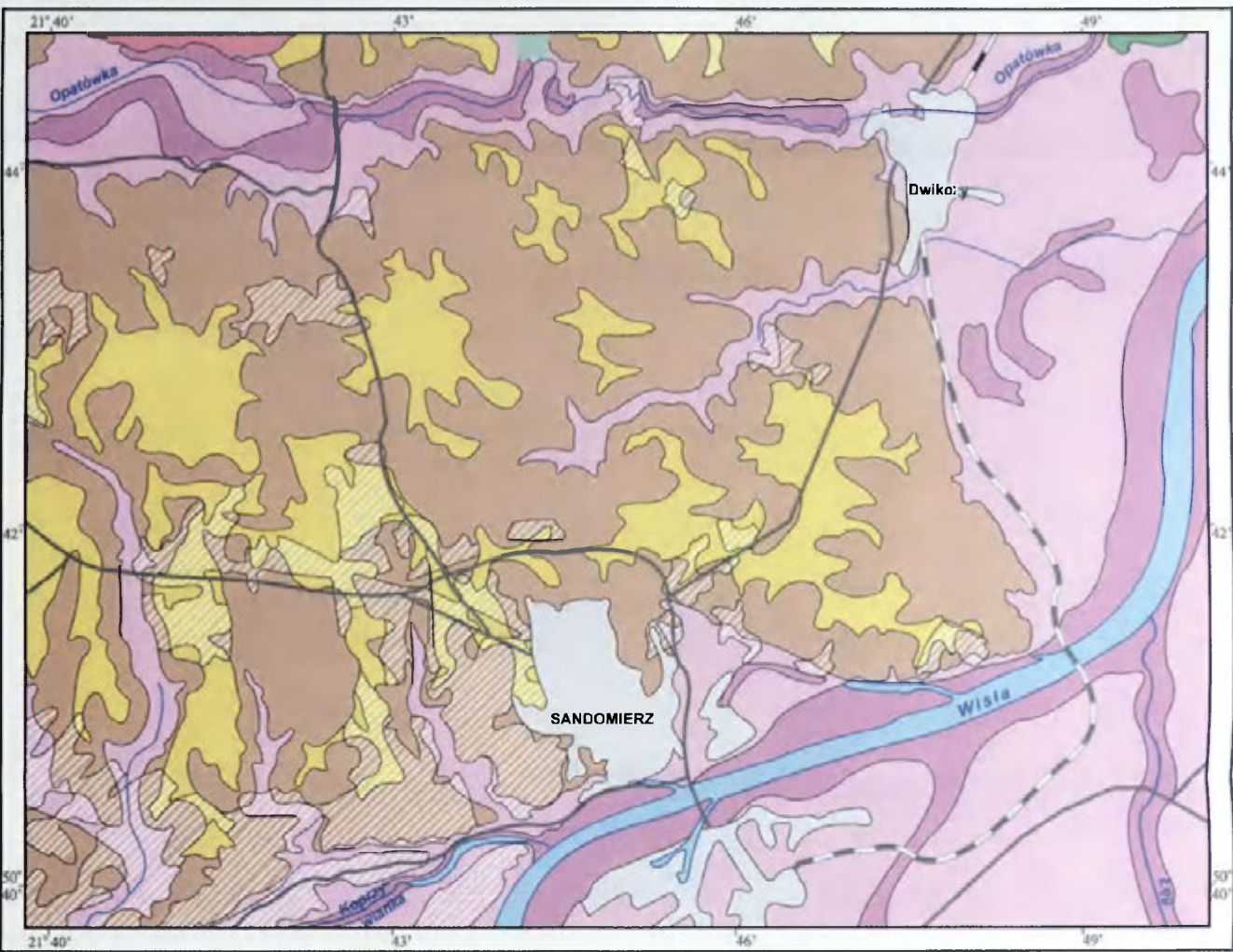
H - strumień ciepła jawnego
sensible heat flux

E - strumień ciepła utajonego
latent heat flux

A - strumień ciepła antropogenicznego
anthropogenic heat flux

Wskaźnik „s” oznacza standardową powierzchnię odniesienia
Subscript „s” stands for standard reference surface

Mapa 4. Typy wymiany ciepła w porze dziennej w okolicach Sandomierza
Types of energy exchange during the day in the surroundings of Sandomierz
(1:50 000)



1. Tereny o dodatnich odchyleniach H ($H > H_n$):
Areas with positive deviations of H :

- 1.1. o przewadze H ($H > G$)
with predominant H
- 1.2. o przewadze G ($G > H$)
with predominant G

2. Tereny o przeciętnych wartościach H ($H = H_n$):
Areas with average H :

- 2.1. o przewadze H ($H > G$)
with predominant H
- 2.2. o przewadze G ($G > H$)
with predominant G

3. Tereny o ujemnych odchyleniach H ($H < H_n$):
Areas with negative deviations of H :

- 3.1. o przewadze H ($H > G$)
with predominant H
- 3.2. o przewadze G ($G > H$)
with predominant G
- 3.3. z występowaniem G_s
with pronounced G_s

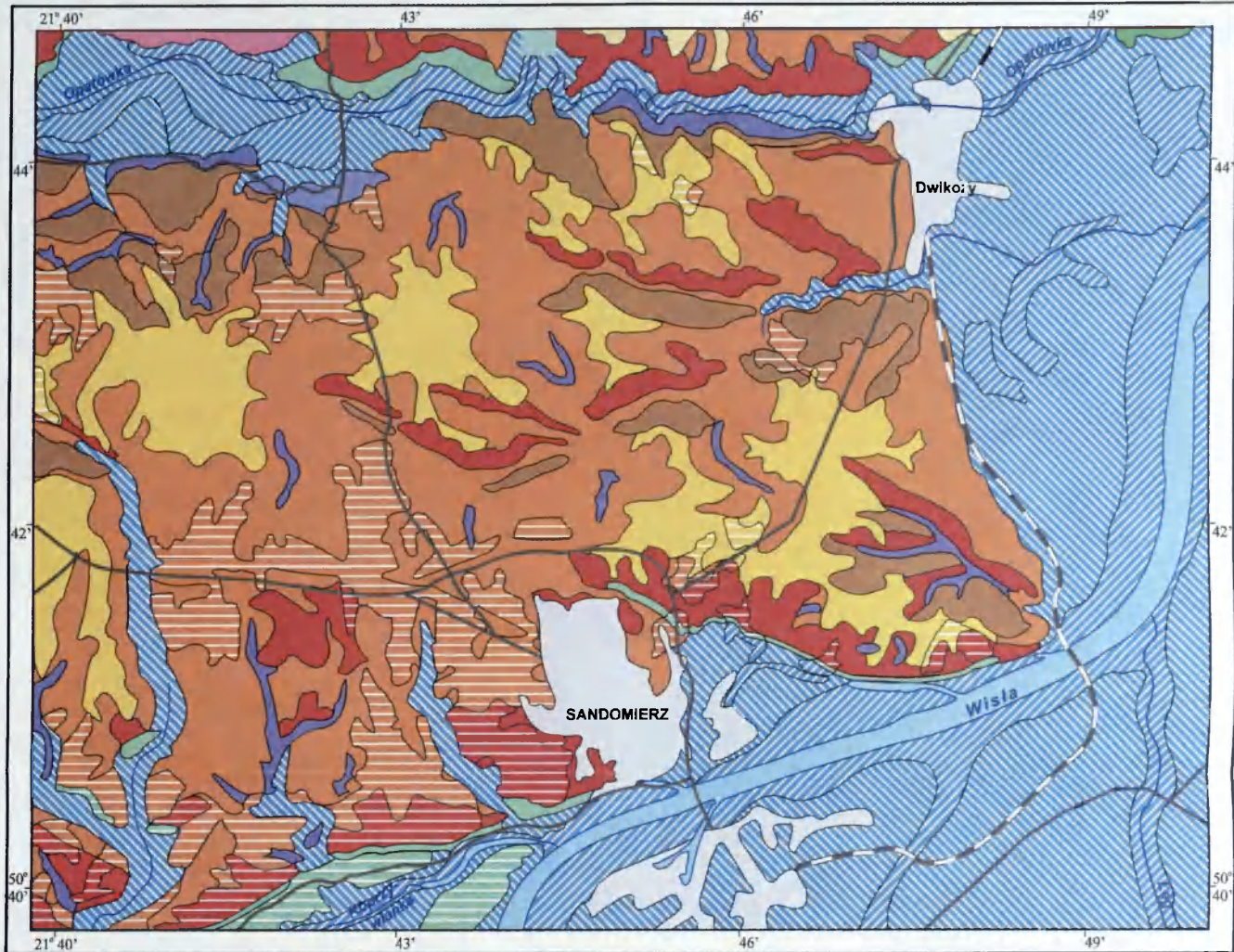
4. Tereny o ujemnych wartościach H
Areas with negative H

6. Tereny z występowaniem A
Areas with pronounced A

- G - strumień ciepła w podłożu
subsurface heat flux
- G_s - ciepło oddawane przez drzewostan
heat release from the stand
- H - strumień ciepła jawnego
sensible heat flux
- A - strumień ciepła antropogenicznego
anthropogenic heat flux

Wskaźnik $_{st}$ oznacza standardową powierzchnię odniesienia
Subscript $_{st}$ stands for standard reference surface

Mapa 5. Typy wymiany ciepła w porze nocnej w okolicach Sandomierza
Types of energy exchange during the night in the surroundings of Sandomierz
(1:50 000)



1. Topoklimaty o dodatnich odchyleniach Q^* w dzień ($Q^* > Q^*_{st}$):
Topoclimate with positive deviations of Q^* during the day:

1.1. Topoklimaty o dodatnich odchyleniach H w nocy ($H > H_{st}$):
Topoclimate with positive deviations of H during the night:



1.1.1. Topoklimat o przewadze H w dzień ($H > E$)
Topoclimate with predominant H during the day

1.1.2. Topoklimat o przewadze E w dzień ($E > H$)
Topoclimate with predominant E during the day

1.2. Topoklimaty o ujemnych odchyleniach H w nocy ($H < H_{st}$):
Topoclimate with negative deviations of H during the night:



1.2.1. Topoklimat o przewadze H w dzień ($H > E$)
Topoclimate with predominant H during the day

1.2.2. Topoklimat o przewadze E w dzień ($E > H$)
Topoclimate with predominant E during the day

2. Topoklimaty o przeciętnych wartościach Q^* w dzień ($Q^* = Q^*_{st}$):
Topoclimate with average values of Q^* during the day:

2.1. Topoklimaty o dodatnich odchyleniach H w nocy ($H > H_{st}$):
Topoclimate with positive deviations of H during the night:



2.1.1. Topoklimat o przewadze H w dzień ($H > E$)
Topoclimate with predominant H during the day

2.1.2. Topoklimat o przewadze E w dzień ($E > H$)
Topoclimate with predominant E during the day

2.2. Topoklimaty o przeciętnych wartościach H w nocy ($H \approx H_{st}$):
Topoclimate with average values of H during the night:



2.2.1. Topoklimat o przewadze H w dzień ($H > E$)
Topoclimate with predominant H during the day

2.2.2. Topoklimat o przewadze E w dzień ($E > H$)
Topoclimate with predominant E during the day

2.3. Topoklimaty o ujemnych odchyleniach H w nocy ($H < H_{st}$):
Topoclimate with negative deviations of H during the night:



2.3.1. Topoklimat o przewadze H w nocy ($H > G$)
Topoclimate with predominant H during the night

2.3.2. Topoklimat o przewadze G w nocy ($G > H$)
Topoclimate with predominant G during the night

3. Topoklimaty o ujemnych odchyleniach Q^* w dzień ($Q^* < Q^*_{st}$):
Topoclimate with negative deviations of Q^* during the day:

3.1. Topoklimaty o dodatnich odchyleniach H w nocy ($H > H_{st}$):
Topoclimate with positive deviations of H during the night:



3.1.1. Topoklimat o przewadze H w dzień ($H > E$)
Topoclimate with predominant H during the day

3.1.2. Topoklimat o przewadze E w dzień ($E > H$)
Topoclimate with predominant E during the day

3.2. Topoklimaty o ujemnych odchyleniach H w nocy ($H < H_{st}$)
Topoclimate with negative deviations of H during the night



4. Topoklimat o wartościach H dodatnich w dzień i ujemnych w nocy
Topoclimate with H positive during the day and negative during the night



6. Topoklimat z występowaniem A
Topoclimate with pronounced A

Q^* - saldo promieniowania
net radiation

G - strumień ciepła w podłożu
subsurface heat flux

H - strumień ciepła jawnego
sensible heat flux

E - strumień ciepła utajonego
latent heat flux

A - strumień ciepła antropogenicznego
anthropogenic heat flux

Wskaźnik $_{st}$ oznacza standardową powierzchnię odniesienia
Subscript $_{st}$ stands for standard reference surface

Mapa 6. Topoklimaty okolic Sandomierza
Topoclimate of the surroundings of Sandomierz
(1:50 000)

PL- ISSN 0867-6836
ISBN 83-87954-45-4

<http://rcin.org.pl>