

POLSKA  
AKADEMIA  
NAUK

PL ISSN 0012-5032

---

INSTYTUT GEOGRAFII  
I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA

DOKUMENTACJA GEOGRAFICZNA

PRACA ZBIOROWA

METODY  
OPRACOWAŃ  
TOPOKLIMATYCZNYCH



ROK 1980

ZESZYT 3

---

WROCLAW · WARSZAWA · KRAKÓW · GDAŃSK  
ZAKŁAD NARODOWY IMIENIA OSSOLIŃSKICH  
WYDAWNICTWO POLSKIEJ AKADEMII NAUK

**WYKAZ ZESZYTÓW  
PRZEGLĄDU ZAGRANICZNEJ LITERATURY GEOGRAFICZNEJ  
za ostatnie lata**

1974

- 1-2 **Przestrzeń krajów Trzeciego Świata. Problemy metodologiczne**, s. 212, zł 48,—  
3-4 **Zasoby, człowiek i środowisko**, s. 93, zł 24,—

1975

- 1-2 **Przestrzenna dyfuzja innowacji**, s. 202, zł 48,—  
3-4 **Matematyczne modelowanie środowiska**, s. 131, zł 48,—

1976

- 1 **Modele w geografii fizycznej**, s. 151, zł 24,—  
2 **Modele dyfuzji i Łańcuchy Markowa w analizie przestrzennej**, s. 124, zł 24,—  
3-4 **Metody matematyczne w badaniach struktury przestrzennej rolnictwa**, s. 151,  
zł 48,—

1977

- 1 **Zdjęcia i obrazy satelitarne w badaniach środowiska geograficznego**, s. 147,  
zł 24,—  
2 **Przestrzenne modele symulacyjne**, s. 153, zł 24,—  
3 **Integracja systemu planowania oraz rozwój miast w Europie Zachodniej**, s. 120,  
zł 24,—  
4 **Badanie i zbieranie map. Przegląd historyczny**, s. 78, zł 24,—

1978

- 1 **Ekologia krajobrazu**, s. 123, zł 24,—  
2 **Geografia zachowań ekonomicznych**, s. 95, zł 24,—  
3-4 **Teoria biegunów wzrostu**, s. 254, zł 48,—

1979

- 1 **Metodyka nauczania geografii**, s. 165, zł 24,—  
2 **Metody sformalizowane w badaniach geokompleksów**, s. 107, zł 24,—  
3 **Wybrane podstawy filozoficzne geografii współczesnej**, s. 177, zł 24,—  
4 **Geografia jako nauka**, s. 144, zł 24,—

1980

- 1 **Wybrane problemy geografii miast**, s. 135, zł 24,—  
2 **Teledetekcja środowiska geograficznego**, s. 203, zł 24,—  
3 **Klęski żywiołowe a rozwój gospodarczy krajów Trzeciego Świata** (w druku).  
4 **Metody ilościowe i modele w geografii transportu** (w druku).

**METODY OPRACOWAŃ  
TOPOKLIMATYCZNYCH**

POLISH ACADEMY OF SCIENCES  
INSTITUTE OF GEOGRAPHY AND SPATIAL ORGANIZATION

---

METHODS OF TOPOCLIMATIC  
STUDIES



YEAR 1980

FASC. 3

---

WROCLAW • WARSZAWA • KRAKÓW • GDAŃSK  
ZAKŁAD NARODOWY IMIENIA OSSOLIŃSKICH  
WYDAWNICTWO POLSKIEJ AKADEMII NAUK

<http://rcin.org.pl>

POLSKA  
AKADEMIA  
NAUK

---

INSTYTUT GEOGRAFII  
I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA

DOKUMENTACJA GEOGRAFICZNA

**METODY  
OPRACOWAŃ  
TOPOKLIMATYCZNYCH**

OPRACOWANO POD REDAKCJĄ  
MIECZYŚŁAWA KLUGE



ROK 1980

ZESZYT 3

---

WROCLAW · WARSZAWA · KRAKÓW · GDAŃSK  
ZAKŁAD NARODOWY IMIENIA OSSOLIŃSKICH  
WYDAWNICTWO POLSKIEJ AKADEMII NAUK

<http://rcin.org.pl>

## KOMITET REDAKCYJNY

Redaktor Naczelny: Jerzy Grzeszczak  
Sekretarz Redakcji: Zuzanna Siemek  
Członkowie Redakcji: Maria Ciechocińska, Kazimierz Klimek,  
Wanda Spryszyńska, Władysława Stola, Andrzej Żeromski

### Adres Redakcji

Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania  
Polskiej Akademii Nauk  
ul. Krakowskie Przedmieście 30, 00-927 Warszawa

Redaktor Wydawnictwa: Hanna Jurek

Redaktor techniczny: Adam Przylibski

*Printed in Poland*

Zakład Narodowy im. Ossolińskich — Wydawnictwo. Wrocław 1980.  
Nakład: 400 egz. Objętość: ark. wyd. 7,90, ark. druk. 7,13, ark.  
A<sub>1</sub> - 9. Papier druk. sat. kl. IV, 70 g, 70 × 100. Oddano do skła-  
dania 24 I 1980. Podpisano do druku 23 VI 1980. Druk ukończono  
w czerwcu 1980. Wrocławska Drukarnia Naukowa. Zam. 2121/80.  
B-13. Cena zł 24.—

## SPIS TREŚCI

Przedmowa. J. Paszyński . . . . .	7
Preface . . . . .	9
Предисловие . . . . .	11
J. Paszyński. Metody sporządzania map topoklimatycznych . . . . .	13
Methods of topoclimatic mapping . . . . .	13
Методы составления топоклиматических карт . . . . .	13
B. Obrębska-Starkłowa. Z zagadnień metodycznych kartowania stosunków klimatycznych w Beskidach w skali szczegółowej . . . . .	29
Some methodic remarks concerning the detailed mapping of climatic relationships in the Beskidy Range . . . . .	29
К методическому вопросу картирования климатических отношений в г. Бескиды в детальном масштабе . . . . .	29
M. Kluge. Metoda konstruowania map topoklimatycznych w skali przeglądowej i jej zastosowanie do regionalizacji fizyczno-geograficznej . . . . .	36
Method of establishing topoclimatic maps in a general scale and its application to physico-geographical regionalization . . . . .	36
Метод составления топоклиматических обзорных карт и его применение для физико-географического районирования . . . . .	36
W. Parczewski. O wyborze predyktorów o charakterze dynamicznym i względnianiu wpływów antropogenicznych w kartowaniu topoklimatycznym . . . . .	43
The choice of some leading factors of dynamic and anthropogenic character in topoclimatic mapping . . . . .	43
O podborze predyktorów dynamicznego charakteru i ujęciu antropogenicznego wpływu w topoklimatycznym kartowaniu . . . . .	43
K. Kłysik, M. Tarajkowska. Elementy bioklimatycznej oceny terenu w kartowaniu klimatycznym . . . . .	50
Elements of bioclimatic evaluation in climatic mapping . . . . .	50
Элементы биоклиматической оценки местности в климатическом картировании . . . . .	50
B. Krawczyk. Bilans cieplny ciała człowieka jako podstawa kartowania na potrzeby bioklimatologii . . . . .	57
The heat balance of the human body as a basis for bioclimatological mapping . . . . .	57
Тепловой баланс человеческого тела как основа биоклиматического картирования . . . . .	57
K. Błażejczyk. Metoda modelowa oceny bioklimatu uzdrowisk . . . . .	66
The model method of evaluation of health resorts' climate . . . . .	66
Модельный метод оценки биоклимата курортов . . . . .	66
K. Kłysik. Znaczenie rzeźby terenu w formowaniu termiczno-wilgotnościowej struktury warstwy granicznej . . . . .	72
The role of topography in the structure of temperature and humidity in the surface boundary layer . . . . .	72

Значение рельефа в формировании влаготермической структуры приземного, пограничного слоя . . . . .	72
M. W. Kraujalis. Zróznicowanie warunków termicznych podłoża atmosfery na obszarze miasta . . . . .	84
Differentiation o thermal conditions on the interface earth-atmosphere within urban area . . . . .	84
Различия термических условий подстилающей поверхности атмосферы в пределах города . . . . .	84
E. Michna, S. Paczos, A. Zinkiewicz. Z metodyki badań klimatu lokalnego obszaru Lubelskiego Zagłębia Węglowego . . . . .	89
Some methods applied in the investigations of local climate in the area of the Lublin Coal Basin . . . . .	89
К методике изучения местного климата территории Люблинского угольного бассейна [S. Baranowski], A. Szczepankiewicz-Szmyrka, E. Młostek. Zróznicowanie topoklimatyczne w obrębie masywu Śnieżnika Kłodzkiego . . . . .	95
Topoclimatic differentiation of the Śnieżnik Kłodzki Mountain . . . . .	95
Топоклиматические различия в пределах массива Снежник Клодзкий . . . . .	95
S. Konopko. Różnice w klimacie lokalnym większych dolin rzecznych w rejonie Bydgoszczy . . . . .	105
Differences of the local climate of river valleys in Bydgoszcz district . . . . .	105
Различия местного климата больших речных долин в районе г. Быдгощь . . . . .	105
Cz. Radomski, R. Madany. Wpływ topoklimatu zbocza południowego na produktyjność rolniczą . . . . .	109
Influence of the topoclimate of southern slope on agricultural productivity . . . . .	109
Влияние топоклимата южного склона на производительность сельского хозяйства . . . . .	109



## PRZEDMOWA

Niniejszy zeszyt „Dokumentacji Geograficznej” zawiera artykuły dotyczące zagadnień kartowania topoklimatycznego, będące rezultatem Ogólnopolskiego Sympozjum Klimatologicznego zorganizowanego z okazji 25-lecia utworzenia Zakładu Klimatologii IGiPZ PAN. Sympozjum to odbyło się w dniach 21—23 września 1978 r. na stacji naukowo-badawczej Instytutu w Szymbarku. Organizatorami jego byli: Komitet Nauk Geograficznych PAN i Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN w Warszawie.

Sympozjum poświęcone było zagadnieniom metod kartowania topoklimatycznego; przedstawiono w nim wiele opracowań z tego zakresu. W sumie wygłoszono 16 referatów i komunikatów. Do publikacji w tym zeszycie przekazano 13 z nich.

Zamieszczone artykuły poruszają zasadniczy problem kartowania topoklimatycznego i opracowań topoklimatycznych w ich różnych aspektach: a — klimatologii ogólnej (S. Baranowski i in., M. Kluge, K. Kłysik, M. W. Kraujalis, E. Michna i in., B. Obrębska-Starkłowa, W. Parczewski; J. Paszyński); b — bioklimatologii (K. Błażejczyk, K. Kłysik i in., B. Krawczyk); c — agroklimatologii (S. Konopko, Cz. Radomski i in.).

Artykuły te stanowią przykłady różnego rodzaju opracowań topoklimatycznych. Różnorodność stosowanych metod wynika bądź z samych właściwości badanego terenu (obszary górskie, wyżynne, nizinne, nadmorskie), bądź też ze sposobu jego zagospodarowania (obszary miejskie, uzdrowiskowe, wypoczynkowe, rolnicze). Najważniejszą jednak przyczyną niejednakowego podejścia są różne potrzeby praktyczne, dla jakich konkretne badania zostały każdorazowo podejmowane. Niezależnie jednak od tych rozmaitych celów praktycznych, jednym z najważniejszych zadań stojących przed klimatologią jest wybór najodpowiedniejszej metody do sporządzenia szczegółowego zdjęcia topoklimatycznego w skali całego kraju.

Znalazło to swój wyraz we wnioskach sprecyzowanych przez specjalną komisję „ad hoc”, powołaną przed zakończeniem sympozjum. We wnioskach tych stwierdzono, że pojęcie „topoklimat” ma znaczenie raczej typologiczne, w przeciwieństwie do „mezoklimatu”, które ma charakter

regionalny. Z tego względu pojęcie „topoklimat” jest hierarchicznie niższe od pojęcia „mezoklimat”. O powstawaniu odmiennych topoklimatów decydują bowiem lokalne czynniki środowiskowe. Zróżnicowanie topoklimatyczne może być przedstawiane na mapach w skalach od 1 : 10 000 do 1 : 100 000. Treścią map topoklimatycznych mogą być podstawowe procesy fizyczne, zachodzące na powierzchni czynnej (np. procesy wymiany energii i materii). Natomiast mapy bonitacyjne, tj. oceniające, wykonane w skalach szczegółowych, np. agroklimatyczne lub bioklimatyczne, uważać trzeba za mapy pochodne od map wyjściowych: topoklimatycznych i mezoklimatycznych.

*Janusz Paszyński*

## PREFACE

The present issue of "Geographical Documentation" includes papers and reports presented at the National Climatological Symposium organized on the occasion of the 25th anniversary of the foundation of the Climatological Department of the Institute of Geography and Spatial Organization of the Polish Academy of Sciences. The Symposium was held in the Experimental Station of the Institute in Szymbark from 21st to 23rd September 1978. The Symposium was sponsored by the Committee for Geography of the Polish Academy of Sciences and by the Institute of Geography and Spatial Organization of the Polish Academy of Sciences in Warsaw.

The main topic of the Symposium was the topoclimatic mapping; A number of studies in this field was presented at the meeting. Sixteen papers and reports were submitted to the Symposium, thirteen of them were included in the present issue.

The papers presented can be divided into groups according to the field of research: a) general climatology (S. Baranowski et al.; M. Kluge, K. Kłysik, M. W. Kraujalis, E. Michna et al., B. Obrębska-Starkłowa, W. Parczewski, J. Paszyński), b) bioclimatology (K. Błażejczyk, K. Kłysik et al., B. Krawczyk), c) agroclimatology (S. Konopko, Cz. Radomski et al.). All these papers make examples of different approaches to topoclimatological research. The variety in methods applied results either from the very peculiarities of investigated areas (mountains, upland, lowland, seaside) or from the form of land use (urban, recreative, agricultural). The main reason, however, of the various approaches to topoclimatological investigation and mapping are diverse practical needs and demands (e.g. town-planning, agriculture, water management) which induced the undertaking of great number of such studies. Nevertheless, apart from those practical purposes, one of the main aim of modern climatology is to choose the most appropriate method of detailed topoclimatic survey in the scale of entire country.

This point of view was reflected in the conclusions defined by an "ad hoc" committee at the end of the Symposium. According to the conclusions and suggestions accepted unanimously, it has been proposed to consider the topoclimate to be a typological notion, while mesoclimate

to be rather a regional one. Therefore, the notion of topoclimate has a lower position than mesoclimate in the scale hierarchy of climates. The formation of any particular topoclimate is due to the influence of local factors only. The topoclimatic variety of an area can be presented on maps in the scale from 1 : 10.000 to 1 : 100.000. The content of such maps may be also different; they may present fundamental physical processes (as mass and energy exchange) taking place on the interface earth-atmosphere. On the other hand, detailed maps presenting the valorization of climate for many different purposes (e.g. agroclimatic or bioclimatic maps) are to be considered as secondary or derivative maps from initial topoclimatic or mesoclimatic ones.

*Janusz Paszyński*

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Настоящий выпуск „Географической документации” содержит доклады и сообщения, заслушанные на Общепольском климатологическом симпозиуме, организованном в научно-исследовательской станции Института географии и территориальной организации ПАН в Шимбарке с 21-ого по 23-ое сентября 1978 г. по случаю 25-летия Отделения климатологии ИГиТО ПАН. Организаторами симпозиума были: Комитет географических наук ПАН и Институт географии и территориальной организации ПАН.

Симпозиум был посвящен методам топоклиматического картирования; по этой теме был представлен ряд работ. Во время симпозиума были заслушаны 16 докладов и сообщений, 13 из них помещены в настоящем сборнике.

Помещенные работы можно подразделить на группы по направлению исследований: а) по общей климатологии (С. Барановски и др., М. Ключе, К. Клысик, М. В. Крауялис, Э. Михна и др., Б. Обрембска-Старклёва, В. Парчевски, Я. Пашиньски), б) по биоклиматологии (К. Блажейчик, К. Клысик и др., Б. Кравчик), в) по агроклиматологии (С. Конопко, Ч. Радомски и др.).

Все помещенные в данном сборнике статьи являются примерами разных типов топоклиматических исследований. Различия в принятом методе являются последствием либо особенностей изучаемой территории (горные районы, возвышенности, низменности, приморские районы), либо — вида использования земли (городские, курортные, сельскохозяйственные местности). Однако самая главная причина различий в подходе к топоклиматической разработке — это разнообразные практические потребности, для удовлетворения которых велись отдельные исследования. Независимо от всех этих практических применений, одной из самых важных задач современной климатологии является определение наиболее подходящего метода подробной топоклиматической съёмки в масштабе всей страны.

Это и учитывалось в заключительных выводах предложенных специальной комиссией, созванной к концу симпозиума. В этих выводах было принято, что понятие „топоклимат” имеет типологический смысл в отличие от понятия „мезоклимат”, которое имеет более региональный смысл. Поэтому понятие „топоклимат” херархически ниже „мезоклимата”. О формирований отдельных топоклиматов решают только местные факторы окружающей среды. Топоклиматические расслоение можно представлять на картах масштабом от

1:10 000 до 1:100 000. Содержание топоклиматических карт могут составлять основные физические процессы, происходящие на деятельной поверхности, напр. процессы обмена энергии и материи. Подробные бонитационные карты, содержащие оценку климатических условий с разных точек зрения и для отдельных практических целей, напр. агроклиматические или биоклиматические карты, надо считать производными по отношению к исходным картам: топоклиматическим или мезоклиматическим.

*Януш Пашиньски*

JANUSZ PASZYŃSKI

## METODY SPORZĄDZANIA MAP TOPOKLIMATYCZNYCH

### CO TO JEST TOPOKLIMATOLOGIA?

Przed równo ćwierć wiekiem (w 1953 r.) na pierwszym posiedzeniu Komisji Klimatologii Światowej Organizacji Meteorologicznej w Waszyngtonie wybitny klimatolog amerykański C. W. Thornthwaite zaproponował nowy termin — topoklimatologia. Termin ten — podobnie jak i sam topoklimat — stosunkowo szybko zdobył sobie w nauce prawo obywatelstwa. Zgodnie ze swoim pochodzeniem wyraz topoklimat oznaczać powinien klimat pewnego miejsca, grecki wyraz bowiem *tópos* — odpowiadający łacińskiemu *locus* — znaczy dosłownie miejsce. Wyraz ten może być jednak rozumiany w sensie dwojakim: w węższym jako miejsce w znaczeniu punktu i w szerszym — jako miejsce w znaczeniu okolicy, tj. pewnego niewielkiego wycinka powierzchni Ziemi. Byłby więc topoklimat tym samym, co dotychczas określano mianem klimatu lokalnego lub klimatu miejscowego, a topoklimatologia — nauką o klimacie lokalnym. Zastąpienie jednym wyrazem zwrotu złożonego z kilku słów jest zawsze korzystne, zwiększa bowiem jego funkcjonalność w języku i ułatwia tworzenie wyrażen pochodnych, np. form przymiotnikowych (topoklimatyczny, topoklimatologiczny), którymi trudno byłoby się posługiwać, biorąc za punkt wyjścia wyrażenie klimat lokalny lub klimat miejscowy. Zarówno *tópos*, jak i *klimat* są wyrazami greckimi lub pochodzenia greckiego (umożliwia to ich połączenie w jeden wyraz).

Sam twórca tego terminu rozumiał go jako klimat miejsca lub bardzo małego obszaru („...the climate of a very small space might be called topoclimate...”), a topoklimatologię — jako gałąź klimatologii, zajmującą się badaniem klimatu miejscowego: „Topoclimate can only mean the study of the climate of a place” (Thornthwaite 1958). W związku z tym jednak nasuwa się od razu pytanie, gdzie przebiega granica między topoklimatem a innymi hierarchicznie ujętymi rodzajami klimatu. Wydaje się, że można by określić topoklimat jako klimat kształtujący się pod wpływem czynników miejscowych, tzn. występujących na danym obszarze lub w jego najbliższej okolicy, nie zaś z dala od niego.

Jest bowiem rzeczą oczywistą, że na klimat każdego punktu na kuli ziemskiej oddziałują czynniki różnego rodzaju — astronomiczne, regionalne, czy lokalne. Tak np. i klimat Szymbarku kształtuje się pod wpływem m. in. Prądu Zatokowego, jednakże fakt ten bynajmniej nie świadczy o jego odmienności od klimatu miejscowości czy okolic położonych w sąsiedztwie. Przyjęcie wspomnianego założenia ułatwiłoby sprecyzowanie miejsca topoklimatologii w systemie nauki o klimacie. Ze skalą topoklimatyczną mielibyśmy do czynienia wówczas, gdy klimat stanowiłby funkcję takich czynników, jak rzeźba, roślinność, stosunki wodne, gleba itd. Przy rozpatrywaniu bowiem zjawisk klimatycznych w większej skali spotykamy się już z sytuacją odwrotną, np. szata roślinna przestaje być czynnikiem klimatycznym, a staje się zjawiskiem zależnym już od klimatu. Oczywiście przeprowadzenie ściśle tego rodzaju granic nie jest łatwe, pamiętać bowiem trzeba o tym, że związki i oddziaływania między poszczególnymi komponentami środowiska geograficznego najczęściej są wzajemne, a nie jednokierunkowe. Fakt ten wymagałby więc określenia takiego miejsca na skali rozpatrywanych zjawisk, w którym jeden kierunek oddziaływań zaczyna przeważać nad drugim.

Ogólnie można powiedzieć, że topoklimat w hierarchii klimatologicznej: makroklimat—mezoklimat—mikroklimat zajmuje miejsce pośrednie między mezo- a mikroklimatem. Granice między tymi pojęciami są oczywiście dość płynne i nie można ich ściśle przeprowadzić. Wydaje się jednak, iż można się zgodzić na stwierdzenie, że o ile mezoklimat odnosi się do klimatu pewnego niezbyt dużego regionu, o tyle topoklimat jest raczej pojęciem o charakterze typologicznym. Tak więc każdy mezoklimat składałby się z szeregu topoklimatów, powtarzających się w jego obrębie, np. topoklimatów dolin, wyniesień, łąk, lasów, terenów zurbanizowanych itd. Natomiast pojęcie mikroklimatu odnosi się do zróżnicowania nie tylko w kierunku poziomym, lecz także pionowym; mówimy przecież o mikroklimacie poszczególnych pięter leśnych, np. koron drzew, lub o mikroklimacie pomieszczeń zamkniętych, np. o mikroklimacie ładowni okrętowej. Z tych względów mikroklimat nie ma więc już charakteru pojęcia geograficznego, w przeciwieństwie zarówno do mezoklimatu, jak i topoklimatu.

Przyjmuje się na ogół, że warunki klimatyczne w skali czy to makroklimatu, czy mezoklimatu określić można na podstawie danych uzyskanych z obserwacji i pomiarów wykonywanych na stacjach podstawowej sieci meteorologicznej. Lokalizacja tych stacji odpowiadać powinna pewnym dość ściśle określonym warunkom — równy, odkryty teren, porośnięty nisko koszoną trawą. W warunkach odmiennych od wspomnianych mielibyśmy do czynienia z różnymi topoklimatami, scharakteryzowanymi odchyleniami poszczególnych elementów meteorologicznych od ich wartości na stacji podstawowej. Odchylenia te odnosić się powinny zasadniczo zawsze do tej samej standardowej wysokości nad gruntem



(a raczej nad powierzchnią czynną), na której wykonywane są pomiary na stacjach meteorologicznych, tj. 2 m. W ten sposób pojęcie topoklimatu — w przeciwieństwie do mikroklimatu — dotyczyłoby w dalszym ciągu tej samej dolnej warstwy atmosfery, a ściślej rzecz biorąc — tzw. przypowierzchniowej warstwy granicznej („surface boundary layer”), w której pionowe strumienie pędu, ciepła i masy zachowują stałą wartość.

Do tak zdefiniowanego pojęcia topoklimatu różni badacze stosowali i stosują rozmaite terminy. W niemieckiej literaturze naukowej — obok topoklimatu (Tanner 1971) i klimatu miejscowego „Lokalklima” — bardzo często spotyka się określenie „Geländeklima” i „Geländeklimatologie” (Knoch 1949), podobnie jak i termin „Kleinklima” (Geiger 1961). Niektórzy badacze utożsamiają znowu terminy „topoklimat” i „mezo-klimat”, uważając je za jednoznaczne (Wallén 1968), podczas gdy w pracach klimatologów radzieckich dla oznaczenia tej skali zjawisk stosowany jest najczęściej termin „mikroklimat” (Golberg 1967; Kaušyla 1972a; Ščerban 1968). Bardzo szczegółowy i wyczerpujący przegląd stosowanych określeń podał M. M. Yoshino (Yoshino 1968); z jego zestawienia widać wyraźnie, jak wielka panuje pod tym względem różnorodność, a przez to zamieszanie utrudniające niejednokrotnie właściwe rozumienie wywodów danego autora. Wszystko to przemawia za koniecznością uporządkowania spraw terminologicznych.

Jest jeszcze jeden — obok przytoczonych — wzgląd przemawiający na korzyść stosowania terminów topoklimat i topoklimatologia. Chodzi mianowicie o skojarzenie, jakie wśród geografów budzi mapa topoklimatyczna z mapą topograficzną. Dzięki temu zdajemy sobie od razu sprawę, z jaką skalą przestrzenną rozpatrywanych zjawisk mamy do czynienia. Z drugiej jednak strony to skojarzenie topoklimatologii z topografią stało się przyczyną pewnego nieporozumienia, wynikającego z tego, że wyraz „topografia” („topography”) rozumiany bywa czasem jako rzeźba terenu. Mówi się więc niekiedy o tym, że dany teren pozbawiony jest topografii, jeżeli jest on zupełnie równy i płaski, bez dolin, obniżeń i wyniesień (Bitan 1975). Z tego też powodu niektórzy badacze (Geiger 1969) przez topoklimatologię rozumieją część klimatologii zajmującą się jedynie oddziaływaniem form terenu, głównie zaś wystawy i nachylenia zboczy oraz zasłonięcia horyzontu na klimat miejscowy. Pamiętać trzeba jednak o tym, że wyraz „topografia” oznacza dosłownie opis jakiegoś miejsca lub okolicy; tak też rozumiał go Thornthwaite, uzasadniając zaproponowaną przez siebie „topoklimatologię”.

#### RODZAJE MAP TOPOKLIMATYCZNYCH

Jednym z najważniejszych zadań topoklimatologii — poza wyjaśnieniem mechanizmu oddziaływania różnych czynników miejscowych na poszczególne procesy i zjawiska meteorologiczne oraz próbą ilości-

wego ujęcia tych oddziaływań — jest niewątpliwie szczegółowe kartowanie klimatu. W okresie powojennym w wielu krajach podjęto liczne próby w tym kierunku. W ten sposób powstał cały szereg szczegółowych map klimatycznych wybranych obszarów, które możemy określić jako mapy topoklimatyczne, chociaż ich autorzy nie zawsze je tak nazywają.

Mapy te wykonywane były w różnych skalach, od 1:10 000 do 1:200 000, a nawet 1:500 000, za pomocą różnych metod. Przede wszystkim zawierają one bardzo różną treść, a przez to są one na ogół nieporównywalne.

Nie sposób w tym artykule omówić chociażby części z wykonanych dotychczas prób szczegółowego kartowania klimatycznego, a nawet tylko ich wyliczyć; wymagałoby to znacznie obszerniejszego opracowania. Dodać tylko wypada, że nie wszystkie mapy noszące nazwę mapy „topoklimatycznej” odpowiadają podanej definicji topoklimatu. Tak np. na mapie „topoklimatycznej” Rumunii, wykonanej w skali 1:1 500 000 (Neamu i in. 1970a), pokazano kolorami 8 pięter klimatycznych, a symbolami 11 tzw. topoklimatów elementarnych, przy czym chodzi tu o takie określenia, jak topoklimat dolin, wąwozów, wydm, jezior itp. Ponadto na mapie tej zaznaczono zasięgi 63 tzw. topoklimatów złożonych, będących właściwie raczej regionami klimatycznymi Rumunii, które scharakteryzowano pod względem zakresu średnich wartości podstawowych elementów meteorologicznych. Dodać trzeba, że mapa ta w nieco zmienionej postaci znalazła się w atlasie narodowym Rumunii (Bogdan i in. 1977). Podobnie też francuska mapa „topoklimatyczna” w skali 1:500 000 przedstawia za pomocą barw piętra wysokościowe, a za pomocą symboli niektóre formy rzeźby terenu; prócz tego na mapie tej zaznaczono zasięgi występowania głównych formacji roślinnych oraz typowych wiatrów lokalnych (fenu, mistralu, bory).

Ze względu na swą treść wszystkie szczegółowe mapy klimatyczne podzielić można na trzy zasadnicze grupy:

a — mapy przedstawiające rozkład przestrzenny niektórych ważnych elementów czy zjawisk klimatycznych bądź całych ich zespołów, bądź też wskaźników klimatycznych;

b — mapy przedstawiające podział badanego terenu na jednostki klimatyczne, przy czym chodzi tu o jednostki raczej o charakterze typologicznym niż regionalnym, a więc o typy topoklimatu, a nie o mikroregiony;

c — mapy zawierające ocenę warunków klimatycznych, dokonaną z różnych punktów widzenia, np. rolnictwa, leśnictwa, zdrowotności, lecznictwa, turystyki, transportu itp.; tę grupę można by nazwać klimatycznymi mapami bonitacyjnymi.

Podział ten jest oczywiście umowny i może się zdarzyć, że na jednej mapie znajdują się elementy charakterystyczne dla dwóch lub nawet

wszystkich trzech wydzielonych grup. Z tego względu nie zawsze daną mapę można jednoznacznie zaklasyfikować. Jednakże w parze ze zróżnicowaniem treściowym idzie również odmienność stosowanych metod.

#### MAPY ANALITYCZNE

Jest rzeczą zrozumiałą, że mapy zaliczone przez nas do pierwszej grupy — a więc te, na których pokazano rozkład przestrzenny elementów lub wskaźników klimatu — opierać się muszą na danych pomiarowych lub obserwacyjnych. Rzadko tylko się zdarza, aby podstawę do sporządzania szczegółowych map klimatycznych stanowiły wartości uzyskane z długookresowych obserwacji i pomiarów na specjalnie zagęszczonej sieci stacji meteorologicznych. Sposób ten jest po prostu za drogi, by można go było stosować do kartowania nawet niewielkich obszarów. Dlatego też w ogromnej większości przypadków wykorzystuje się wyniki pomiarów dorywczych, wykonywanych w ciągu stosunkowo krótkiego czasu w wybranych porach roku czy nawet w określonych charakterystycznych dniach. Mogą to być pomiary zarówno stacjonarne, jak i patrolowe, przy czym istotne znaczenie ma tutaj właściwy wybór punktów pomiarowych tak, by reprezentowały one wszystkie charakterystyczne i odmienne pod danym względem części badanego terenu. Warunek ten może być spełniony tylko wtedy, gdy klimatolog dobrze zapozna się z kartowanym terenem, przede wszystkim jednak — kiedy ma on dobrą znajomość praw rządzących oddziaływaniem różnych czynników miejscowych na elementy topoklimatu. Z tego względu konieczne jest tu wykształcenie o charakterze geograficznym.

Niemniej ważny jest wybór odpowiedniego czasu pomiarów. Na ogół bowiem nie ma możliwości objęcia nimi wszystkich typów pogody występujących na danym obszarze, nie zawsze jest to poza tym potrzebne. Przeważnie chodzi nam o uchwycenie takiego okresu, w którym zróżnicowanie przestrzenne badanego zjawiska najsilniej się zaznacza. Jest rzeczą wiadomą, że różnice termiczne i wilgotnościowe są największe podczas pogody bezchmurnej lub z małym zachmurzeniem i bezwietrznej lub ze słabym wiatrem; jest to tzw. „radiacyjny” typ pogody i właśnie w takim typie najczęściej staramy się wykonać pomiary, mające służyć do sporządzenia mapy topoklimatycznej. Nie ulega jednak wątpliwości, że niektóre zjawiska klimatyczne cechują się dużym zróżnicowaniem przestrzennym także i w innych typach pogody. Chodzi tu np. o prędkość wiatru i związane z nią zanieczyszczenie przyziemnej warstwy atmosfery. Tu znowu okazuje się niezbędna dobra znajomość zagadnień mikrometeorologii, rozumianej jako fizyka przypowierzchniowej warstwy granicznej. Częściowym wyjściem z tych trudności byłoby prowadzenie pomiarów systemem stacjonarnym w kilku punktach jednocześnie przez wystarczająco długi okres, tak by objął on wszystkie lub przynajmniej

najbardziej charakterystyczne sytuacje pogodowe, co jednak — znowu ze względu na duże koszty z tym związane — nie zawsze jest możliwe.

Rodzaj i zakres pomiarów może być bardzo różny. Jedno jest pewne — nie mogą to być pomiary „standardowe”, takie jakie są wykonywane na podstawowej sieci stacji meteorologicznych. Z drugiej jednak strony warto zawsze prowadzić pomiary dorywcze w nawiązaniu do najbliższej stacji meteorologicznej, co znacznie ułatwia późniejszą interpretację uzyskanych wyników. Podkreślić przy tym trzeba, że w badaniach topoklimatycznych chodzi nam nie tyle o uzyskanie wartości bezwzględnych, co o zmierzenie odchyłań rozpatrywanych wielkości od ich wartości występujących w tym samym czasie w warunkach, które możemy przyjąć za reprezentatywne dla danego regionu. Fakt ten nie pozostaje bez wpływu na wybór najodpowiedniejszych przyrządów i technik pomiarowych.

Aparatura pomiarowa używana do terenowych badań topoklimatycznych powinna być stosunkowo prosta w obsłudze, a także łatwo przenośna i dająca się w krótkim czasie i bez większych trudności zainstalować w terenie. Z drugiej jednak strony musi ona zapewniać wystarczająco dużą dokładność uzyskiwanych wyników. Pamiętać też należy o tym, że stosunkowo najmniejszy błąd uzyskujemy wykonując pomiary odległościowe, tzn. przy użyciu takiego przyrządu, w którym czujnik odsunięty jest od miernika na wystarczająco dużą odległość, aby wyniki nie były zakłócone przez samą obecność obserwatora, lub środka transportu (np. samochodu), co może mieć miejsce przy badaniach prowadzonych systemem patrolowym.

Jeśli chodzi o formę kartograficzną omawianych map, to rzadko tylko stosowana bywa metoda izolinii, a to dlatego, że nie oddaje ona we właściwy sposób charakteru zmienności rozpatrywanych zjawisk, która — przy przechodzeniu od dużej skali do drobnej — staje się coraz bardziej skokowa. Dlatego też większość map topoklimatycznych przedstawia zróżnicowanie np. termiczne danego obszaru w postaci pewnych, niezbyt ściśle zresztą określanych stref. Przykładem może tu być mapa tzw. „klimatopów”, wykonana w skali 1 : 25 000 dla północno-zachodniej części Wzniesień Łużyckich (Haase 1964). Na mapie tej wyróżniono m. in. 3 strefy zalegania zimnego powietrza o różnym stopniu natężenia (bardzo silnym, silnym i słabym) oraz 3 ciepłe strefy zboczowe — również o natężeniu słabym, silnym i bardzo silnym — jakie wykształcają się podczas pogody „wypromieniowania”, tj. w czasie pogodnych nocy; niezależnie od tego na mapie pokazano 4 strefy termiczne występujące podczas pogody „radiacyjnej” w ciągu dnia, uzależnione od nadmiarów i niedoborów promieniowania. Podobny charakter — jeśli chodzi o przedstawienie warunków termicznych — ma mapa topoklimatyczna okolic Bazyli również w skali 1 : 25 000 (Marr 1970); w tym wypadku wydzielono aż 5 stref zalegania zimnego powietrza (o natężeniu normalnym, sła-

bym, średnim, silnym i bardzo silnym), ale za to tylko jedną strefę ciepłą w ciągu dnia. Wspomnieć w tym miejscu trzeba także o serii szczegółowych map okolic Ciechocinka w skali 1 : 50 000 (Kozłowska-Szczęśna 1964; 1965) przedstawiających w postaci stref rozkład odchyłeń (strefy odchyłeń dodatnich, odchyłeń ujemnych, brak odchyłeń) temperatury powietrza, wilgotności względnej powietrza i prędkości wiatru od wartości notowanych na miejscowej stacji meteorologicznej podczas pogodnych dni i osobno podczas pogodnych nocy.

#### MAPY SYNTETYCZNE

O ile wyniki pomiarów stanowią główny punkt wyjścia przy sporządzaniu map topoklimatycznych zaliczanych do pierwszej z wydzielonych grup tematycznych, to w odniesieniu do map grupy drugiej, tj. przedstawiających zasięgi odmiennych topoklimatów, na plan pierwszy wysuwa się znajomość rozkładu przestrzennego tych czynników, które bezpośrednio na klimat w rozpatrywanej skali oddziałują. Oczywiście i w tym wypadku pomiary instrumentalne są potrzebne, a to dla ilościowego scharakteryzowania różnic zachodzących pomiędzy wydzielonymi topoklimatami, a także — dla kontroli wniosków wyciągniętych z analizy rozkładu przestrzennego wspomnianych czynników klimatotwórczych. Główną podstawę do wykreślenia zasięgów jednostek topoklimatycznych stanowi jednak znajomość rozkładu nie tyle samych elementów meteorologicznych, np. temperatury powietrza, ile czynników wywierających istotny wpływ na wartości temperatury na rozpatrywanym obszarze.

Wiele potrzebnych informacji możemy uzyskać już na podstawie analizy samej mapy topograficznej. Chodzi tu przede wszystkim o rzeźbę terenu, a ściślej rzecz biorąc o nachylenie i wystawę zboczy, mające istotne znaczenie dla ilości dochodzącego do powierzchni czynnej promieniowania słonecznego. Dlatego też studia kartometryczne, mające na celu określenie stopnia tzw. „nasłonecznienia” terenu, są bardzo często jednym z podstawowych elementów przy sporządzaniu map topoklimatycznych (Quitt 1965; 1970). Pamiętać jednak trzeba o tym, że na bilans radiacyjny powierzchni czynnej — a przez to i na stosunki termiczne przyziemnej warstwy powietrza — wpływa nie tylko ilość padającego na nią bezpośredniego promieniowania słonecznego, lecz także tzw. promieniowanie całkowite będące sumą bezpośredniego promieniowania Słońca i rozproszonego promieniowania nieba. Wymaga to uwzględnienia zarówno wpływu zasłonięcia horyzontu przez zbocza przeciwległe w stosunku do danego miejsca, jak też zachmurzenia, a szczególnie jego charakterystycznego dla rozpatrywanego obszaru przebiegu w ciągu dnia. Nie zawsze zaś z legendy czy z opisu mapy wiadomo, co rozumieć należy przez termin „nasłonecznienie” (najczęściej nasłonecznienie względ-

ne): czy chodzi tu o dopływ promieniowania bezpośredniego, czy też całkowitego na jednostkę powierzchni?

Rozkłady przestrzenne innych czynników, wpływających na klimat w skali lokalnej, których znajomość jest konieczna do wyznaczenia zasięgów wyróżnionych topoklimatów, określić można na podstawie analizy szczegółowych map tematycznych, np. mapy glebowej, hydrograficznej, fitosocjologicznej, użytkowania ziemi itd. Nie zawsze jednak wszystkie te mapy istnieją dla badanego wycinka powierzchni kraju. Często więc klimatolog musi sam przeprowadzić tego rodzaju specjalistyczne kartowanie, a raczej całą serię kartowań w terenie, nie uwzględniając oczywiście wszystkich cech danego elementu środowiska, jakie przedstawiane są na odpowiednich mapach szczegółowych, lecz tylko te, które w sposób istotny wpływają na stosunki topoklimatyczne. Interesujące przykłady tego rodzaju przygotowawczego kartowania, stanowiące swego rodzaju wstęp do sporządzenia mapy topoklimatycznej, spotykamy w literaturze przedmiotu (Kaušyla 1971, 1972b); chodzi tu o tzw. schematy mapowe („kartoschemy”), uwzględniające wybrane cechy rzeźby, hydrografii i szaty roślinnej. Wykonanie tego typu map wyjściowych staje się niezbędne, jeżeli za kryterium wydzielenia odrębnych topoklimatów przyjmujemy różnice w strukturze bilansu cieplnego powierzchni czynnej. Przykładem mogą być wykonane w swoim czasie w Zakładzie Klimatologii IG i PZ PAN mapy pewnych właściwości powierzchni czynnej. Są to parametry, których znajomość pozwala na określenie względnych wartości poszczególnych składników bilansu cieplnego w postaci ich odchyłeń od wartości przyjętych za „normalne”, tj. występujących na terenie płaskim o niezasłoniętym horyzoncie, pokrytym niską trawą, a więc odpowiadających warunkom, jakie powinny występować na stacjach meteorologicznych. Są to mapy takich wielkości, jak współczynnik odbicia (*albedo*), decydujący o ilości pochłoniętego promieniowania słonecznego, stopień przewyższenia horyzontu, wpływający na wypromieniowanie efektywne, pojemność cieplna gleby, od której zależy wymiana ciepła z podłożem (Paszyński 1964). Dodać można by tu jeszcze mapy np. parametru szorstkości, decydującego o wielkości turbulentacyjnej wymiany ciepła jawnego i utajonego między powierzchnią czynną a atmosferą, czy też stopnia uwilgotnienia powierzchni czynnej, od czego zależy ilość ciepła zużywanego na parowanie.

Istnieje wiele map przedstawiających zasięgi przestrzenne występowania wyróżnionych topoklimatów. Przykładem może być mapa topoklimatyczna środkowego Pomorza (Paszyński 1963; 1966; 1968). Na objętym nią terenie wyróżniono 9 typów topoklimatu, przy czym kryterium klasyfikacji stanowiły wartości odchyłeń (odchylenia dodatnie, wartości przeciętne, odchylenia ujemne) trzech głównych składników bilansu cieplnego powierzchni czynnej, tj. promieniowania różnicowego, wymiany ciepła z podłożem i zużycia ciepła na parowanie; odchylenia czwartego

składnika, tj. turbulencyjnej wymiany ciepła jawnego, stanowiły podstawę do podziału wyróżnionych 9 typów na 3 grupy topoklimatów.

Na zupełnie innych zasadach opiera się typologia topoklimatyczna opracowana w Zakładzie Klimatologii Instytutu Geografii Uniwersytetu Jagiellońskiego. Bierze ona pod uwagę stosunki termiczne i wilgotnościowe, charakterystyczne dla różnych form terenu, przy czym za punkt wyjścia przyjmuje zarówno średnią roczną temperaturę powietrza, jak też cechy dobowego przebiegu temperatury powietrza (Hess i in. 1975). Na tej podstawie wykonano szereg map niektórych wybranych fragmentów obszaru Polski południowej, na których przedstawiono podział klimatu na jednostki typologiczne, nazwane zresztą mezoklimatycznymi lub mikroklimatycznymi (Klein 1974; Niedźwiedz 1967; Niedźwiedz, Obrębska-Starkłowa 1972; Obrębska-Starkłowa 1972).

Podobne próby kartowania topoklimatycznego, których wynikiem są mapy przedstawiające rozkład przestrzenny wyróżnionych typów klimatu, wykonano w różnych krajach. Wspomnieć tu można m. in. o mapie topoklimatycznej delty Dunaju w Rumunii (Neamu i in. 1970b), Półwyspu Tihany i okolic uzdrowiska Heviz na Węgrzech (Endrödi 1972), czy też niektórych wybranych terenów w ZSRR (Karing, Iygi 1974). Nigdzie jednak kartowanie tego rodzaju nie wyszło poza fazę prób metodycznych i nie objęto nim większych obszarów, nie mówiąc już o powierzchni całego kraju.

Podkreślić trzeba, że w wielu wypadkach wyróżnione jednostki topoklimatyczne określa się nazwami o charakterze geomorfologicznym, np. „mezoklimat den dolin”, lub „region [...] mezoklimatu wierzchowiny”. Stosowanie tego rodzaju terminologii usprawiedliwione może być tym, że w tej skali zróżnicowanie topoklimatyczne terenów górskich czy pagórkowatych uzależnione jest przede wszystkim od rzeźby. Jednakże każdy taki termin o charakterze hasłowym wymaga uzupełnienia go treścią klimatyczną, w przeciwnym bowiem razie dana mapa z topoklimatycznej staje się geomorfologiczną. Najlepszym wyjściem byłoby stosowanie nazw wywodzących się z określeń natury klimatologicznej, co jednak — ze względu na złożoność problematyki — może nie być łatwe.

#### MAPY BONTACYJNE

Przechodząc do omówienia trzeciej grupy map topoklimatycznych, a więc map o charakterze waloryzującym, stwierdzić trzeba przede wszystkim, że każda ocena może być dokonana jedynie z punktu widzenia bardzo ściśle określonych potrzeb praktycznych. Trudno jest nawet mówić np. o ocenie warunków klimatycznych dla rolnictwa, ponieważ różne rodzaje upraw mają niejednakowe wymagania pod tym względem. Tak więc warunki topoklimatyczne korzystne np. dla uprawy warzyw mogą okazać się niekorzystne dla sadownictwa i odwrotnie. Z tego

względu każda mapa topoklimatyczna zawierająca element oceny musi mieć podany jasno sprecyzowany cel, któremu ma służyć.

Najwięcej tego rodzaju map topoklimatycznych, które moglibyśmy nazwać „bonitacyjnymi”, wykonano na potrzeby różnych działów czy gałęzi rolnictwa. Jest to zrozumiałe, ponieważ rolnictwo jest tą dziedziną gospodarczej działalności człowieka, która w największym może stopniu uzależniona jest od panujących na danym obszarze warunków klimatu. To badanie topoklimatu z punktu widzenia potrzeb rolnictwa nazwane zostało agrotopoklimatologią, a jego wynik kartograficzny — mapą agrotopoklimatyczną (Hogg 1968; Schnelle 1968; Van Eimern 1968a, b; Wal-lén 1968). Liczne są też szczegółowe mapy klimatyczne wykonane na inne potrzeby praktyczne, jak np. dla budownictwa (mapy wykonywane w ramach tzw. fizjografii urbanistycznej, głównie przez Geoprojekt) lub rekreacji i wypoczynku (mapy topoklimatyczne terenów uzdrowiskowych wykonywane w Zakładzie Klimatologii IGI PAN).

Piękny przykład studium topoklimatycznego, wykonanego na potrzeby planowania zagospodarowania przestrzennego, stanowi opracowanie kantonu Vaud w Szwajcarii (Primault 1972). Zawiera ono cały szereg map w skali bądź to 1 : 200 000, bądź też 1 : 500 000; są to z jednej strony mapy przedstawiające rozkład różnych elementów i wskaźników klimatu (np. temperatury powietrza, usłonecznienia możliwego, wiatrów lokalnych, mgieł), z drugiej zaś mapy oceniające, wykonane na różne potrzeby, np. ogrodnictwa, uprawy winorośli, mieszkalnictwa, klimatoterapii, przemysłu, turystyki czy komunikacji. Niektóre z tych map zawierają również wskazówki co do możliwości poprawy istniejących warunków topoklimatycznych. W tym celu zaznaczono miejsca, w których zalecane jest założenie pasów wiatrochronnych lub stosowanie sztucznych nawodnień. W sumie opracowanie to zawiera 28 map, z których większość możemy zaliczyć do map topoklimatycznych. Brakuje jednak osobnej mapy typów topoklimatu.

Wspomnieć także należy o tzw. metodach punktacyjnych sporządzania topoklimatycznych map bonitacyjnych, a polegających na przypisywaniu każdemu wybranemu miejscu w terenie odpowiedniej liczby punktów w sposób umowny, według z góry przygotowanych schematów. Zasady tego rodzaju punktacji opracowane zostały na potrzeby rolnictwa (Uhlig 1954) — chodzi tu o określenie stopnia niebezpieczeństwa wystąpienia przymrozków pochodzenia lokalnego, a także na potrzeby urbanistyki (Böer 1952; Gregor 1958). Metody punktacyjne zawierają w sobie jednak sporo subiektywizmu i dlatego uzyskane za ich pomocą wyniki nie zawsze są zadowalające i jednoznaczne.

Właściwe sporządzenie tego rodzaju map wymaga ścisłej współpracy klimatologa z odpowiednim specjalistą. Nie jest bowiem rzeczą możliwą, aby sam klimatolog znał dokładnie wymagania różnych dziedzin gospodarki.



Wydaje się, że właściwym tokiem postępowania byłoby sporządzenie różnych map o charakterze bonitacyjnym na szczegółowej mapie topoklimatycznej, przedstawiającej zasięgi podstawowych jednostek typologicznych. Wyróżnionym na takiej „ogólnej” mapie topoklimatom można by wówczas przydawać różną ocenę, zależnie każdorazowo od ściśle określonych potrzeb praktycznych.

#### PROJEKT ZDJĘCIA TOPOKLIMATYCZNEGO POLSKI

W związku z tymi rozważaniami wynika potrzeba zdjęcia topoklimatycznego całego kraju. Tego rodzaju mapa topoklimatyczna byłaby odpowiednikiem szczegółowych map: geomorfologicznej, hydrograficznej, glebowej itd. Miałaby ona charakter mapy podstawowej, pozwalającej na stosunkowo już łatwe opracowanie map pochodnych, wykonanych z punktu widzenia potrzeb różnych dziedzin gospodarki narodowej. Do wykonania takiej podstawowej mapy topoklimatycznej można by zastosować metodę opracowaną w Zakładzie Klimatologii IGI PAN. Polega ona na przypisaniu z góry wydzielonym najmniejszym jednostkom geograficznym treści klimatologicznej, przy czym za podstawę przyjmuje się strukturę bilansu cieplnego powierzchni czynnej. W ten sposób wzięto by za punkt wyjścia charakter wymiany energii między atmosferą a jej podłożem, stanowiącej podstawowy proces kształtujący stosunki klimatyczne w danym miejscu. Istotną zaletą takiego sposobu kartowania jest podejście od strony genetycznej. Jeżeli bowiem interesuje nas np. zagadnienie przymrozków lokalnych, to na podstawie tak sporządzonej mapy możemy określić nie tylko miejsca ich szczególnie częstego występowania, ale także przyczyny ich powstawania. Może to być z kolei przydatne przy wyborze odpowiednich zabiegów, mających na celu skuteczne przeciwdziałanie temu szkodliwemu z punktu widzenia potrzeb rolnictwa zjawisku, lub zgoła poprawę istniejących warunków topoklimatycznych. Nie bez znaczenia jest bowiem pytanie, czy częste przymrozki w danym miejscu wywołane są np. lokalną adwekcją zimnego powietrza, spływającego z pobliskich wyniesień, czy złym przewodnictwem ciepłym gleby, czy wyjątkowo dużymi stratami ciepła wskutek intensywnego parowania, czy też jakimiś innymi przyczynami.

Szczegółowy opis proponowanej metody podano w schemacie (zał. 1). Jest to projekt wymagający dalszych uzupełnień i ulepszeń, może on jednak już na obecnym etapie być wykorzystany do sporządzenia mapy topoklimatycznej całego kraju, jak o tym świadczą próby kartowania topoklimatycznego, wykonane w skali 1 : 100 000, a dotyczące okolic Włocławka (Paszyński 1973) i Kielc (Kluge 1974). Stanowi to niewątpliwie jedno z najważniejszych zadań stojących przed polską klimatologią.

Instytut Geografii i Przestrzennego  
Zagospodarowania PAN, Warszawa

## LITERATURA

- Bitan A., 1975, *New Concepts in Topoclimatology*, Meteorol. Rdsch., 28, 1.
- Bogdan O., Teodoreanu E., Mihai E., Neamu G., 1977, *Harta topo-climatică*, [w:] *Atlasul Republicii Socialiste România*, IV—6. Inst. de Geografie, București.
- Böer W., 1952, *Einige Vorschläge zur praktischen Durchführung einer geländeklimatischen Aufnahme unter besonderer Berücksichtigung städtebaulicher Gesichtspunkte*, Angewandte Meteorol., 1, 7.
- Endrödi G., 1972, *Geländeklimatologische Forschungen in Ungarn*, Studia Geogr., 26, Brno.
- Geiger R., 1961, *Das Klima der bodennahen Luftschicht*, Braunschweig.
- 1969, *Topoclimates*, World Survey of Climatology, 2. General Climatology, 2, Amsterdam—London—New York.
- Golcberg I. A. (red.), 1967, *Mikroklimat SSSR*, Leningrad.
- Gregor A., 1958, *Methoden der Klimabewertung für Siedlungs- und Erholungszwecke*, Angewandte Meteorol., 3, 3.
- Haase G., 1964, *Landschaftsökologische Detailuntersuchung und naturräumliche Gliederung*, Petermanns Geogr. Mitteilungen, 1/2,
- Hess M., Niedźwiedź T., Obrębska-Starkowa B., 1975, *Przyczynek do metod konstruowania szczegółowych map klimatycznych terenów górskich i wyżynnych*, Zesz. Nauk. UJ, Pr. Geogr., 41.
- Hogg W. H., 1968, *General Aspects of Mesoclimate and the Criteria for Selecting Topics*, Proceedings Regional Training Seminar on Agrometeorology, Wageningen.
- Karing P. H., Iygi J. O., 1974, *K metodike sostavlenija i analiza krupnomasšabnykh kompleksnykh mikroklimatičeskikh kart pri pomošči EVM*, Trudy GGO, 339, Leningrad.
- Kaušyla K., 1971, *O wydelenii i kartirovanii složnykh i kompleksnykh dejatelnykh poverchnosti*, Hidrometeorologiniai Straipsniai, 4, Vilnius.
- 1972a, *Opyt klassifikacii mikroklimatičeskikh kart*, Hidrometeorologiniai Straipsniai, 5, Vilnius.
- 1972b, *O sostavlenii mikroklimatičeskikh kart s pomoščju kartoshem dejatelnykh poverhnosti*, Hidrometeorologiniai Straipsniai, 5, Vilnius.
- Klein J., 1974, *Mezo- i mikroklimat Ojcowskiego Parku Narodowego*, PAN, Zakł. Ochrony Przyrody, Studia Naturae, A, 8.
- Kluge M., 1974, *Podstawowe jednostki topoklimatyczne na arkuszu mapy topograficznej 1 : 100 000 Kielce*, Mapa w rękopisie, IGiPZ PAN, Warszawa.
- Knoch K., 1949, *Die Geländeklimatologie, ein wichtiger Zweig der angewandten Klimatologie*, Berichte zur Deutschen Landesk., 7.
- Kozłowska-Szczęsna T., 1964, *An attempt at the climatological classification of the health resort of Ciechocinek*, Geogr. Pol., 2.
- 1965, *Bioklimat Ciechocinka*, Probl. Uzdrow., 4 (26).
- Marr R. L., 1970, *Geländeklimatische Untersuchung im Raum südlich von Basel*, Thayngen.
- Neamu G., Bogdan O., Mihai E., Teodoreanu E., 1970a, *Harta topo-climatică a României*, Principii și metode. Studii și Cercetări. Geografie, 17, 2.
- 1970b, *Harta topo-climatică a Deltei Dunării*, Progresele Științei, 6, 4.
- Niedźwiedź T., 1967, *Mezoklimat doliny Raby w okolicy Gaika Brzezowej*, Zesz. Nauk. UJ, Pr. Geogr., 16.
- Niedźwiedź T., Obrębska-Starkowa B., 1972, *Beispiel der Anferti-*

- gung einer mesoklimatischen Karte für die Karpaten, *Studia Geogr.*, 26, Brno. Obrębska-Starkłowa B., 1972; Versuch eine detaillierte meso- und mikro-klimatische Karte für Mittelgebirge (Beskiden) zu konstruieren, *ibidem*.
- Paszyński J., 1963, *A Climatological Classification of a Small Area*, *Időjárás*, 67, 5.
- 1964, *Topoclimatological Investigations on Heat Balance*, *Geogr. Pol.*, 2.
- 1966, *Klimat okolic Pińczowa*, *Pr. Geogr. IG PAN*, 47.
- 1968, *Le bilan thermique de la surface active comme principe de la classification climatologique*, *Geogr. Pol.*, 14.
- 1973, *Opracowanie próbnego arkusza mapy topoklimatycznej 1:100 000 ark. Włocławek*, Mapa w rękopisie, IGiPZ PAN, Warszawa.
- Primault M. B., 1972, *Etude méso-climatique du Canton de Vaud*, *Cahiers de l'aménagement régional*, 14, Office cantonal vaudois de l'urbanisme, Lausanne.
- Quitt E., 1965, *Metody konstrukce mezoklimatologických map*, *Sborn. Čsl. Společ. Zeměp.*, 70, 3.
- 1970, *Podrobná mezoklimatická mapa brněnského okolí*, *Geogr. Ústav ČSAV*, Brno.
- Schnelle F., 1968, *Agrotopoclimatology, Agroclimatological Methods*, *Proc. Reading Sympos., Natural resources research*, VII, UNESCO.
- Ščerban M. I., 1968, *Mikroklimatologija*, *Izd. Kievskogo Univer*, Kiev.
- Tanner G., 1971, *Topoklimate von Weistropp bei Dresden*, *Wissenschaft. Zeitschr. der Pädagogischen Hochschule*, 2, Dresden.
- Thornthwaite C. W., 1958, *Introduction to arid zone climatology*, *Climatology and Microclimatology. Proc. of the Canberra Sympos. Arid Zone Research*, XI, UNESCO.
- Uhlig S., 1954, *Beispiel einer kleinklimatologischen Geländeuntersuchung*, *Zeitschr. für Meteorol.*, 8, 2/3.
- Van Eimern J., 1968a, *The Topoclimate and its Mapping for Agricultural Purposes*, *Proc. Regional Training Seminar on Agrometeorology*, Wageningen.
- 1968b, *Final Remarks to the Topoclimatological Problems*, *ibidem*.
- Wallén C. C., 1968, *Definitions and Scales in Climatology as Applied to Agriculture*, *ibidem*.
- Yoshino M. M., 1968, *Problems in local and microclimatology in relation to agriculture in Japan*, *Agroclimatological Methods, Proc. Reading Sympos., Natural resources research*, VII, UNESCO.

Załącznik 1

## PROJEKT METODY KARTOWANIA TOPOKLIMATÓW

Projekt wychodzi z założenia, że podstawowe znaczenie dla kształtowania się topoklimatów ma wymiana energii zachodząca na powierzchni granicznej pomiędzy atmosferą a jej podłożem. Wymianę tę przedstawić można w postaci równania bilansu cieplnego powierzchni granicznej. Równanie to dla godzin dziennych wygląda następująco:

$$K^{\downarrow} + (S) = K^{\uparrow} + L + B + P + E.$$

Natomiast w godzinach nocnych przybiera ono przeważnie postać:

$$P + B + E + (S) = L.$$

Symbole oznaczają kolejno:

$K^{\downarrow}$  — całkowite promieniowanie słoneczne (bezpośrednie + rozproszone);

- $K^{\uparrow}$  — odbite od podłoża promieniowanie słoneczne;  
 $S$  — ciepło wyzwalane sztucznie przy procesach spalania;  
 $L$  — promieniowanie cieplne podłoża (wypromieniowanie efektywne) w zakresie długofalowym;  
 $B$  — wymiana ciepła między powierzchnią graniczną a podłożem wskutek przewodzenia;  
 $P$  — wymiana ciepła między powierzchnią graniczną a atmosferą wskutek turbulencji,  
 $E$  — wymiana ciepła utajonego wskutek parowania lub kondensacji wody.

W obydwu równaniach człony znajdujące się po lewej stronie przyjmują na ogół wartości dodatnie, tzn. że odpowiednie strumienie ciepła skierowane są ku powierzchni granicznej od góry lub od dołu, natomiast człony umieszczone po prawej stronie mają wartości ujemne, tzn. że te strumienie ciepła skierowane są od powierzchni granicznej bądź do atmosfery, bądź do podłoża. Odnosi się to zasadniczo tylko do pogody bezchmurnej lub z małym zachmurzeniem i bezwietrznej (z ciszą lub wiatrem bardzo słabym), a więc do takich warunków, w których różnicowanie topoklimatyczne terenu jest najsilniej wyrażone.

W projekcie klasyfikacji wzięto pod uwagę wartości względne tych członów równania bilansu cieplnego, które mają decydujące znaczenie dla kształtowania się stosunków termicznych — a tym samym i wilgotnościowych — w przyziemnej warstwie powietrza podczas występowania wspomnianego rodzaju pogody. Przez wartości względne rozumiemy tu odchylenia (dodatnie lub ujemne) od wartości danego składnika bilansu cieplnego, występujące jednocześnie na terenach płaskich, o odsłoniętym horyzoncie, pokrytych trawą, z glebą umiarkowanie wilgotną. Chodzi tu więc o taki typ terenu, który umownie przyjęto za reprezentatywny pod względem klimatycznym i gdzie lokalizowane powinny być stacje klimatologiczne.

Zasadniczy podział na typy topoklimatyczne przeprowadzono, biorąc pod uwagę względnie wartości składnika  $P$  w czasie pogodnych nocy. Ten bowiem składnik bilansu cieplnego ma decydujące znaczenie dla występowania przymrozków natury lokalnej o charakterze radiacyjnym lub radiacyjno-adwekcyjnym. Przy dalszych bardziej szczegółowych wyróżnieniach uwzględniono odchylenia w efektywnych wartościach promieniowania słonecznego (składniki  $K^{\downarrow}$  i  $K^{\uparrow}$ ), wymiany ciepła z podłożem przez przewodzenie (składnik  $B$ ) oraz zużycia ciepła na parowanie (składnik  $E$ ). Ponadto uwzględniono także specyficzne stosunki topoklimatyczne obszarów leśnych, charakteryzujące się zmniejszonym wypromienowaniem efektywnym (składnik  $L$ ), jak również obszarów zurbanizowanych i uprzemysłowionych, odznaczających się występowaniem składnika  $S$  w bilansie cieplnym powierzchni czynnej.

1. Topoklimaty form wypukłych (z niewielkim stopniem niebezpieczeństwa przymrozków lokalnych pochodzenia radiacyjnego lub radiacyjno-adwekcyjnego).
  1. 1. Topoklimat o względnie dużych wartościach składnika  $P$  (w nocy) i o względnie dużych wartościach składnika  $K^{\downarrow}$ . Są to głównie zbocza o wystawie południowej (od SE do SW), wyniesione ponad dna dolin, o znacznym nachyleniu (ponad  $5^{\circ}$ ).
  1. 2. Topoklimat o względnie dużych wartościach składnika  $P$  (w nocy) i o przeciętnych wartościach składnika  $K^{\downarrow}$ . Należą tu wszystkie niezależone formy wypukłe, z wyjątkiem zboczy południowych i północnych, o nachyleniu przekraczającym  $5^{\circ}$ , a więc wszystkie zbocza o pozostałych wystawach, tj. od NE do SE i od SW do NW, następnie zbocza północne i południowe o niewielkim nachyleniu nie przekraczającym  $5^{\circ}$ , a także niewielkie partie wierzchowinowe, na których — ze względu na ich małą rozległość — nie

ma warunków do tworzenia się warstwy zimnego powietrza w czasie pogodnych nocy.

1. 3. Topoklimat o względnie dużych wartościach składnika  $P$  (w nocy) i stosunkowo małych wartościach składnika  $K^{\downarrow}$ . Są to głównie zbocza o wystawie północnej, od NW do NE, o nachyleniu ponad  $5^{\circ}$ , a także w przypadku wąskich dolin śródgórskich dolne partie zboczy o innych wystawach, gdzie występuje znaczne zasłonięcie horyzontu, powodujące istotne skrócenie czasu usłonecznienia.
1. 4. Topoklimat o względnie dużych wartościach składnika  $P$  (w nocy) i o zróżnicowanych wartościach składnika  $K^{\downarrow}$ . Są to tereny o bardzo urozmaiconej rzeźbie; na przemian występują partie zboczowe o różnych wystawach i nachyleniach.
2. Topoklimaty form płaskich poza dnami dolin.
  2. 1. Topoklimat o przeciętnych wartościach składnika  $P$  (w nocy) i o stosunkowo dużych wartościach składnika  $B$ . Są to tereny płaskie, wyniesione ponad dna dolin, w tym także rozległe partie wierzchownikowe, mające podłoże o dużej przewodności cieplnej, a więc o glebach nieporowatych (zwartych) na ogół dobrze uwilgotnionych. Na terenach tych mogą się tworzyć w czasie pogodnych nocy przyziemne inwersje temperatury, jednakże znaczniejszym jej spadkiem przeciwdziała dopływ ciepła z głębszych warstw gleby.
  2. 2. Topoklimat o przeciętnych wartościach składnika  $P$  (w nocy) i o przeciętnych wartościach składnika  $B$ . Są to tereny płaskie lub z niewielkim nachyleniem (do  $5^{\circ}$ ), wyniesione ponad dna dolin, o glebach średnio zwartych, na ogół użytkowane rolniczo, lecz bez zwartej szaty roślinnej, która utrudniałaby dopływ ciepła z podłoża w czasie pogodnych nocy.
  2. 3. Topoklimat o przeciętnych wartościach składnika  $P$  (w nocy) i o stosunkowo małych wartościach składnika  $B$ . Są to tereny płaskie, wyniesione ponad dna dolin o podłożu cechującym się złym przewodnictwem ciepła, tj. o glebach bardzo porowatych i suchych (piaski, przesuszone torfy) lub o zwartej szacie roślinnej, utrudniającej dopływ ciepła z podłoża podczas pogodnych nocy; topoklimat ten odznacza się większym stopniem niebezpieczeństwa przymrozków radiacyjnych niż topoklimaty 2.1 i 2.2.
3. Topoklimaty form wklęsłych (z częstymi inwersjami temperatury powietrza, narażone w największym stopniu na niebezpieczeństwo przymrozków pochodzenia lokalnego).
  3. 1. Topoklimat o względnie małych wartościach składnika  $P$  (w nocy) i o stosunkowo dużych wartościach składnika  $E$  (w dzień). Są to rozległe, dobrze nawietrzone, podmokłe dna dolin, pokryte roślinnością łąkową, gdzie w czasie pogodnych nocy tworzą się zastoiska zimnego powietrza, a więc narażone na niebezpieczeństwo przymrozków lokalnych typu radiacyjno-adwekcyjnego.
  3. 2. Topoklimat o względnie małych wartościach składnika  $P$  (w nocy) i o przeciętnych wartościach składnika  $E$ . Są to wyżej położone części rozległych szerokich den dolinnych, o nieco niższym niż w typie topoklimatu 3.1. zwierciadle wód gruntowych, gdzie czynnikiem ograniczającym parowanie terenowe jest ilość wody będącej do dyspozycji.
  3. 3. Topoklimat o względnie małych wartościach składnika  $P$  (w nocy) i o stosunkowo małych wartościach składnika  $E$ . Są to wszystkie drobne formy wklęsłe, gdzie w czasie pogodnych nocy tworzą się zastoiska zimnego powietrza wskutek lokalnej adwekcji. Czynnikiem ograniczającym parowanie terenowe jest tu przede wszystkim ilość energii, którą mamy do

dyspozycji. Należą tu — obok wąskich den dolinnych — obniżenia bezodpływowe, wąwozy, wcięcia, a także polany śródleśne.

4. Topoklimaty obszarów zalesionych, gdzie wskutek osłonięcia powierzchni granicznej przed wypromieniowaniem przez okap leśny, występują stosunkowo wysokie wartości składnika  $L$  — nocne spadki temperatury są znacznie mniejsze niż na obszarach sąsiednich.
  4. 1. Topoklimat o względnie małych wartościach składnika  $L$  i o stosunkowo dużych wartościach składnika  $K^{\downarrow}$ . Są to obszary zalesione na zboczach o przeważającej wystawie południowej (od SE do SW) i nachyleniu ponad  $5^{\circ}$ . Promieniowanie efektywne w zakresie długofalowym jest tu znacznie osłabione, a nawet często przybiera wartości dodatnie, wskutek zasłonięcia nieboskłonu przez okap (korony drzew).
  4. 2. Topoklimat o względnie małych wartościach składnika  $L$  i o przeciętnych wartościach składnika  $K^{\downarrow}$ . Są to obszary zalesione, płaskie lub położone na zboczach z wyjątkiem zboczy o wystawie północnej lub południowej i o nachyleniu przekraczającym  $5^{\circ}$ .
  4. 3. Topoklimat o względnie małych wartościach składnika  $L$  i o stosunkowo małych wartościach składnika  $K^{\downarrow}$ . Są to obszary zalesione, położone na zboczach o wystawie północnej (od NW do NE) i o nachyleniu przekraczającym  $5^{\circ}$ .
5. Topoklimaty obszarów silnie zurbanizowanych i uprzemysłowionych.
  5. 1. Topoklimat z występowaniem członu  $S$  w bilansie cieplnym i ze stosunkowo dużymi wartościami składnika  $P$ . Są to tereny silnie zurbanizowane lub uprzemysłowione, położone na dobrze przewietrzanych partiach zboczowych lub wierzchowinowych, gdzie nie występuje niebezpieczeństwo zalegania zanieczyszczeń atmosfery w warstwie przyziemnej.
  5. 2. Topoklimat z występującym członem  $S$  i z przeciętnymi wartościami składnika  $P$ . Są to tereny silnie zurbanizowane lub uprzemysłowione, położone na równinie, gdzie przy niesprzyjających warunkach synoptycznych zanieczyszczenie atmosfery w warstwie przyziemnej może być stosunkowo znaczne.
  5. 3. Topoklimat z występującym członem  $S$  o stosunkowo małych wartościach składnika  $P$  (głównie w nocy). Są to obszary silnie zurbanizowane lub uprzemysłowione, położone w obniżeniach (dna dolin i inne formy wklęsłe), gdzie wskutek niedostatecznego przewietrzania zanieczyszczenie przyziemnych warstw powietrza może być bardzo duże, uciążliwe, a często nawet szkodliwe dla ludzi, zwierząt i roślin.
6. Topoklimat zbiorników wodnych.
  6. 1. Topoklimat o bardzo dużych wartościach składnika  $B$ . Obejmuje on zbiorniki wodne, naturalne i sztuczne oraz ich bezpośrednie otoczenie, gdzie wskutek dużej pojemności cieplnej i dobrej przewodności cieplnej podłoża dobowe amplitudy temperatury w przyziemnej warstwie powietrza są znacznie mniejsze aniżeli na terenach sąsiednich.

BARBARA OBREŃSKA-STARKŁOWA

## Z ZAGADNIEŃ METODYCZNYCH KARTOWANIA STOSUNKÓW KLIMATYCZNYCH W BESKIDACH W SKALI SZCZEGÓŁOWEJ

Duże zróżnicowanie środowiska geograficznego w górach i na wyżynach przejawia się w istnieniu skomplikowanej struktury wzajemnych powiązań i oddziaływań między jego poszczególnymi składowymi. Kartowanie zatem stosunków klimatycznych w terenach o urozmaiconej rzeźbie musi polegać na rozeznaniu zależności występujących między klimatem a innymi elementami środowiska. Na podstawie określenia czynników dominujących można przeprowadzić typologię badanego obszaru pod względem mezo- i mikroklimatycznym. Zróżnicowanie stosunków mezoklimatycznych jest uwarunkowane oddziaływaniem dużych form rzeźby (dolin, kotlin, wierzchowin). Natomiast na stosunki mikroklimatyczne, czyli całokształt elementów w przygruntowej warstwie powietrza, wpływa różnorodna ekspozycja stoków, rozmieszczenie zbiorowisk roślinnych i gleba.

Obecnie istnieje bogaty, choć różnorodny, dorobek metodyczny w zakresie szczegółowego kartowania stosunków klimatycznych w górach. Na ogół wszystkie prowadzone w Polsce prace opierają się na kryteriach genetycznych, z tym że o treści mapy syntetycznej zróżnicowania klimatycznego decydują niekiedy względy utylitarne.

W pracach związanych z metodą bilansu cieplnego podstawową trudność stanowi brak dostatecznej ilości sprzętu pomiarowego. Dlatego też o charakterze wymiany ciepłej w warstwie czynnej wnioskuje się na podstawie zróżnicowania stosunków termicznych i wilgotnościowych w przygruntowej warstwie powietrza (Paszyński 1966). Do grupy tej należą w pewnym sensie badania aerologiczne w dolinach, dotyczące dobowej zmienności termiczno-wilgotnościowej struktury powietrza, w których za podstawę wyróżnień typologicznych przyjmuje się aktywność poziomie i pionowej wymiany powietrza (Kłyisk 1977).

Druga grupa opracowań, opartych również na pomiarach instrumentalnych i zmierzających często do bonitacji mezoklimatu, koncentruje się na analizie kształtowania się temperatury i wilgotności powietrza

oraz stopnia wentylacji poszczególnych form rzeźby (Obrębska-Starkłowa 1969, 1973; Niedźwiedz 1968, 1973; Klein 1974). Zakłada się tu bowiem, że określone wartości progowe tych elementów klimatu stanowią ograniczenie dla różnych sfer działalności gospodarczej. Jako ilustrację zagadnień metodycznych, związanych ze skonstruowaniem takiej mapy w skali szczegółowej, przedstawiono przykład z Szymbarku reprezentującego pogranicze Beskidu Niskiego i Pogórza.

Opracowanie stosunków mezo- i mikroklimatycznych terenu modelowego powinno być poprzedzone badaniami nad makroklimatem większych jednostek regionalnych, w których skład wchodzi tereny reprezentatywne i dla których zostaną uogólnione wyniki obserwacji na zagęszczonej sieci pomiarów. Zróznicowanie klimatyczne między poszczególnymi elementami rzeźby gór jest bowiem silnie uzależnione od stosunków makroklimatycznych, a wartości różnic między elementami i wskaźnikami mezoklimatu dla skrajnych kategorii form rzeźby zmieniają się ze wzrostem wysokości nad poziom morza (Hess 1966a, b; 1968; 1969). Ponadto w obrębie każdego łańcucha gór występują regionalne różnice w skali makroklimatu, wynikające z masywności terenów górskich i ich oddalenia od oceanu. Takim właśnie indywidualizmem cech klimatu odznacza się Beskid Niski i jego przedpole, a wynika to z warunków usytuowania tej grupy górskiej w łańcuchu Karpat.

Beskid Niski stanowi transwersalne obniżenie w łuku Karpat, ułatwiające wymianę mas powietrza w kierunku południkowym. Zaznacza się tu — podobnie jak w innych partiach Beskidów — piętrowe zróznicowanie stosunków klimatycznych, lecz w związku z mniejszą masywnością pasma i rosnącym ku wschodowi kontynentalizmem klimatu, granice pięter klimatycznych przebiegają o około 50 m niżej w porównaniu z Beskidem Żywieckim. Piętro umiarkowanie ciepłe sięga przeciętnie do 570 m n.p.m., z tym że ograniczająca je izoterma 6° położona jest we wklęsłych formach terenowych na wysokości 460 m, a na wypukłych — 620 m. Piętro umiarkowanie chłodne sięga po wierzchowinę główną (Hess i in. 1977).

Charakterystyczny dla stosunków klimatycznych Beskidu Niskiego i jego przedpola jest duży udział wiatrów z kwadrantów południowego i północnego, których przeciętna częstość w roku waha się na stacjach beskidzkich odpowiednio od 20 do 35% oraz od 20 do 40%. Wiatrom z kierunku południowego i pokrewnych towarzyszą często efekty fenowe. Zjawisko to jest notowane w ciągu 60—80 dni w roku i jest typowe przede wszystkim dla okresu od listopada do maja. Decyduje ono o większej — w porównaniu z innymi częściami Karpat — zmienności temperatury powietrza w okresie zimy oraz w kwietniu i maju. W tych miesiącach istnieje wzmożona częstość napływu powietrza zarówno pochodzenia arktycznego, jak i zwrotnikowego.

Cechy morfometryczne i morfograficzne dolin Beskidu Niskiego



wpływają na to, że w częściach dennych tych form na wysokości około 400 m n.p.m. pojawia się zima surowa (o średniej dobowej temperaturze poniżej  $-5^{\circ}$ ), trwająca 30—40 dni, co upodabnia ich klimat do klimatu karpackich kotlin śródgórskich na wysokości 750 m.

O nasileniu się cech kontynentalizmu klimatu na obszarze Beskidu Niskiego świadczy krótszy w porównaniu z Beskidem Żywieckim (o ok. 10—12 dni) fenologiczny okres wegetacyjny (Obrębska-Starkłowa 1977). Początek tego okresu jest opóźniony o około 7—9 dni, lecz kolejne fazy wegetacji przebiegają szybciej. Tak więc terminy zbioru zbóż ozimych i jarych są tu o około 5—7 dni wcześniejsze, do czego przyczyniają się także niższe sumy opadów w okresie wegetacyjnym i korzystniejsze warunki dopływu promieniowania słonecznego. Zagęszczona w stosunku do obserwacji klimatologicznych sieć posterunków fenologicznych pozwala wyodrębnić zespoły form o zróżnicowanych cechach reżimu fenologiczno-klimatycznego. Korzystny z punktu widzenia rozwoju roślin układ tych warunków reprezentują Doły Jasielsko-Sanockie, których charakter rzeźby (niskie garby pogórskie poddzielane płytkimi kotlinami) sprzyja bardzo wczesnemu rozpoczęciu wegetacji wiosennej. Natomiast wyraźne opóźnienie tego procesu notuje się w kotlinie Jaślisk, sprzyjającej tworzeniu się lokalnych zastoisk chłodu.

Badania mezo- i mikroklimatyczne w Szymbarku zostały powiązane przede wszystkim z podstawowymi typami rzeźby (pogórskiej, gór niskich i kotlin śródgórskich), gdyż rzeźba — także w skali lokalnej — pełni rolę głównego czynnika różnicującego stosunki klimatyczne. Dlatego też materiały obserwacyjne pochodzą z różnych przekrojów wysokościowych. Stała rejestracja temperatury i wilgotności powietrza prowadzona była na 6 stanowiskach przez półtora roku. Obserwacje temperatury minimalnej powietrza wykonywano w tym samym okresie w 10 punktach, a ponadto w sezonach letnich w latach 1968—1970 organizowano pomiary mikroklimatyczne.

Badania prowadzone w Zakładzie Klimatologii IG UJ w innych częściach Karpat (Niedźwiedz, Obrębska-Starkłowa 1972) wykazały, że za wskaźniki przewodnie przy wydzieleniu przestrzennych jednostek mezoklimatycznych mogą służyć: temperatura minimalna, liczba dni z przymrozkiem, daty początku i końca przymrozków, trwanie okresu bezprzymrozkowego, średnia temperatura nocy i wskaźniki wilgotności powietrza w nocy. Na ich wartości mniej wyraźnie wpływa ekspozycja stoków i wysokość nad poziom morza (Niedźwiedz 1973). Pozwalają więc one wyznaczyć zasięg oddziaływania typów mezoklimatu.

Różny kształt i rozmiary form wklęsłych, na terenie których zlokalizowano stacje mezoklimatyczne, zadecydowały o tym, że jako podstawowe kryterium typologii stosunków mezoklimatycznych w Szymbarku przyjęto długość okresu bezprzymrozkowego, ponieważ wykazuje ona dużą i wyraźną zmienność w profilu wysokościowym. Waha się ona

przeciętnie od 169 do 199 dni w roku w miarę przechodzenia od den dolin do stoków o jednolitej rzeźbie (np. pozbawionych osuwisk) i o określonym typie zbiorowisk roślinnych (łąki). Wykorzystanie innych wskaźników typologicznych jest tutaj niekiedy utrudnione w związku ze znacznym udziałem typów pogody adwekcyjnej, związanej z omówioną wcześniej specyfiką stosunków wietrznych w Beskidzie Niskim. Tak więc nie mogły tu być uwzględnione wskaźniki dobowego przebiegu temperatury powietrza, oparte na uśrednionych danych z półroczna zimowego. Natomiast okres bezprzymrozkowy jest charakterystyczny dla pory o najmniejszej aktywności zjawisk fenowych.

Przy wyborze kryteriów do celów typologii mezoklimatycznej należy pamiętać również o przydatności amplitudy dobowej temperatury powietrza z okresu pogody radiacyjnej. Zmiany jej wartości w profilu wysokościowym dolin przy pogodzie radiacyjnej można ilustrować krzywą, aproksymatyczną do krzywej przedstawiającej związek między czasem trwania okresu bezprzymrozkowego a wysokością względną punktu nad dnem doliny. Obydwa wskaźniki dowodzą, że największy gradient wartości reprezentujących stosunki termiczne przypada w dnie doliny i w dolnych partiach stoków. W miarę posuwania się ku górze wartości tych gradientów ulegają zmniejszeniu. Dlatego też w opracowaniach mezoklimatu dla terenów o rzeźbie wyżynnej i górskiej przyjęta została umowna granica równa  $\frac{2}{3} \Delta t_{min}$ , jako górny zasięg typu mezoklimatu obniżień dolinnych (I).  $\Delta t_{min}$  stanowi różnicę między temperaturą minimalną na dnie doliny i na górnej granicy inwersji temperatury powietrza (Niedźwiedz, Obrębska-Starkłowa 1972). Mapa wraz z tabelą objaśniającą typologię stosunków mezo- i mikroklimatycznych w Szymbarku znajduje się w pracy autorki (Obrębska-Skarkłowa 1973). Ten typ mezoklimatu (I) odznacza się największymi gradientami termiczno-wilgotnościowymi i sięga przeciętnie do wysokości względnej 40 m nad dnem doliny. Gleby cechuje tu duża wilgotność, warunki odpływu chłodnego powietrza w nocy są ograniczone.

Ponad tak określoną górną granicą mezoklimatu obniżień dolinnych można wyróżnić mezoklimat ciepłych i suchszych stoków i niskich wierzchołków Pogórza (II), odpowiadający cechom „cieplej strefy na stoku” (Geiger 1961; Koch 1961; Schnelle 1963; Aulitzky 1967; Obrębska-Starkłowa 1969; Yoshino 1975). Występują tu dobre warunki spływu chłodnego powietrza w nocy. Do wysokości około 250 m nad dnem doliny charakterystyczne są małe gradienty dobowej amplitudy temperatury powietrza, a także długość okresu bezprzymrozkowego podlega małym wahaniom (w granicach 190—199 dni w roku).

Najwyżej położone górne partie stoków gór Beskidu Niskiego, wznoszące się nad zrównanymi garbami pagórkami, zaliczono do odrębnego typu mezoklimatu. Znajdują się one poza zasięgiem wpływu lokalnej cyrkulacji wewnątrzdoliny, wykazują zmiany temperatury powietrza

w nawiązaniu do wysokości npm. i bywają nieco chłodniejsze od den dolinnych i stoków, lecz amplitudy dobowe temperatury są tu na ogół niższe niż w dwóch wcześniej wymienionych typach mezoklimatu. W Szymbarku jednostka ta leży na pograniczu między dwoma piętrami klimatycznymi — umiarkowanie ciepłym i umiarkowanie chłodnym.

Wartości graniczne dla poszczególnych typów noszą charakter umowny, reprezentują stan przeciętny w przeważającej części badanego terenu. Dla przykładu, wielkości dobowych amplitud temperatury powietrza na niektórych polanach, położonych w granicach o określonym typie mezoklimatu, mogą przekraczać zakres wahań dla całej jednostki.

Posługując się nadal kryteriami przewodnimi tej typologii, wydzielono w typie I mezoklimatu dwa podtypy związane z oddziaływaniem formy rzeźby:

A) mezoklimatu den dolinnych i teras nadzalewowych, o najbardziej kontrastowych właściwościach termicznych i wilgotnościowych, przejawiających się największym zakresem dobowych wahań temperatury i niedosytu wilgotności oraz najkrótszym czasem trwania okresu bezprzymrozkowego (w skrajnych przypadkach ok. 150 dni w roku);

B) mezoklimatu dolnych części stoków do wysokości 40 m nad dnem doliny, o coraz korzystniejszych warunkach termicznych i wilgotnościowych w miarę posuwania się od podnóży wzniesień ku górze. Dobowe amplitudy temperatury obniżają się tu o 2—4°, niedosytu wilgotności o 1,0—1,5 mb, a okres bezprzymrozkowy rośnie o około 10 dni w porównaniu z podtypem A.

W typie mezoklimatu II ciepłych i suchszych stoków oraz niskich wierzchowin Pogórza dominuje jeden element rzeźby — stoki. Wierzchowiny garbów pagórkowych w Szymbarku nie tworzą zbyt rozległych powierzchni i łagodnie łączą się ze stokami. Charakterystyczne je wartości amplitud dobowych temperatury oraz długości okresu bezprzymrozkowego nie odbiegają od danych ze środkowych odcinków stoków. W tym typie mezoklimatu występuje górna granica inwersji temperatury minimalnej, sięgająca przeciętnie w sezonie letnim 90—110 m nad dnem doliny.

Kartograficzne przedstawienie typów mikroklimatów jest możliwe na mapach w skali 1 : 10 000 i 1 : 5000. Jeśli wyłączymy z rozważań dna dolin, to zróżnicowanie typów mikroklimatu w I i II typie stosunków mezoklimatycznych odnosi się do stoków oraz uwarunkowane jest wpływem ekspozycji i ich nachyleniem. Decyduje to bowiem o ilości promieniowania dopływającego do poszczególnych powierzchni. Na dalszym miejscu znajduje się oddziaływanie zbiorowisk roślinnych, z których zbiorowiska leśne łagodzą dobowe wahania elementów klimatu. Jako osobną jednostkę typologiczną mikroklimatu potraktowano obszary o specyficznych stosunkach termiczno-wilgotnościowych rynien spływu chłodnego powietrza. Występuje ona w rozcięciach dolinnych i osuwi-

skowych, miejscami podmokłych, które odznaczają się w nocy niższymi w porównaniu z powierzchnią stoków temperaturami i większym nasyceniem parą wodną. W dzień maksima temperatury i niedosytu wilgotności powietrza kształtują się tu zależnie od stopnia zacienienia. Również urozmaicony typ stosunków mikroklimatycznych reprezentują powierzchnie stoków osuwiskowych, ze względu na występowanie różnej wielkości mikroform zarówno wypukłych (garby), jak i wklęsłych (zagłębienia). W obrębie den dolinnych zaznaczają się różnice w przebiegu temperatury powietrza w zależności od kształtu zbiornika chłodu. Rozszerzenia den dolinnych w dzień są silnie nagrzewane, w nocy stanowią zbiorniki chłodu. Odznaczają się zatem największymi kontrastami termicznymi w ciągu doby. Zwężenia den dolinnych, zacienione i w dzień słabiej nagrzewane, odznaczają się „łagodniejszym” dobowym przebiegiem temperatury, mimo że w nocy bywają równie silnie wychłodzone, jak rozszerzenia. Wyznaczenie przestrzennych zasięgów poszczególnych jednostek typologicznych mikroklimatu powinno odbywać się w nawiązaniu do map: fitosocjologicznej, glebowej i użytkowania ziemi.

Analizując rozkład przestrzenny wydzielonych jednostek typologicznych na badanym terenie można wyróżnić dwa regiony klimatyczne: Pogórza i Beskidu Niskiego, z których pierwszy odznacza się dwudzielnością, a drugi trójdzielnością stosunków termicznych przy pogodzie radiacyjnej. W obrębie regionu Pogórza mieszczą się: zlewnia Bystrzanki z fragmentami obniżenia Łużnej, sięgająca po wierzchołki garbów pogórskich aż do podnóża progu Beskidu Niskiego oraz dolina Ropy poniżej przełomu w Łągach wraz z odcinkiem ujściowym zlewni Bielanki poniżej przełomu między Miejską a Bartnią Górą. Pozostała część terenu wchodzi w skład regionu Beskidu Niskiego, reprezentującego stosunki mezoklimatyczne gór niskich. Za przeprowadzeniem tutaj granicy pomiędzy regionami przemawia również zróżnicowanie efektów fenowych na badanym terenie.

W obrębie regionów klimatycznych lokalne zróżnicowanie rzeźby i szaty roślinnej powoduje różny udział poszczególnych typów i podtypów mezo- i mikroklimatu.

Instytut Geografii Uniwersytetu Jagiellońskiego  
w Krakowie

#### LITERATURA

- Aulitzky H., 1967, *Lage und Ausmass der „warmen Hangzone“ in einem Quertal der Innenalpen*, Ann. der Meteorologie, 3.  
Geiger R., 1961, *Das Klima der bodennahen Luftschicht*, Braunschweig.  
Hess M., 1966a, *O mezoklimacie wypukłych i wklęsłych form terenowych w Polsce południowej*, Przegl. Geofiz., 11 (19), 1.

- 1966b, *O wpływie ekspozycji terenu na klimat w Polsce południowej*, ibidem, 3.
- 1968, *Metoda określania ilościowego zróżnicowania mezoklimatycznego w terenach górskich*, Zesz. Nauk. UJ, Pr. Geogr., 18.
- 1969, *Główne problemy klimatologiczne Karpat*, ibidem, 25.
- Hess M., Niedźwiedz T., Obrębska-Starkłowa B., 1977, *Stosunki termiczne Beskidu Niskiego (metoda charakterystyki reżimu termicznego gór)*, Prace Geogr. IG PAN, 123.
- Klein J., 1974, *Mezo- i mikroklimat Ojcowskiego Parku Narodowego*, PAN, Zakł. Ochrony Przyrody, Studia Naturae, A, 8.
- Kłysik K., 1977, *Podstawy klasyfikacji klimatycznej obszarów górzystych w skali lokalnej*, Zesz. Nauk. UŁ, 2, 5.
- Koch H. G., 1961, *Die warme Hangzone. Neue Anschauungen zur nächtlichen Kaltluftschichtung in Tälern und an Hängen*, Zeitschr. für Meteorologie, 15, 1—6.
- Niedźwiedz T., 1968, *Przymrozki w pogórskim odcinku doliny Raby*, Zesz. Nauk. UJ, Prace Geogr., 18.
- Niedźwiedz T., Obrębska-Starkłowa B., 1972, *Beispiel der Anfertigung einer mesoklimatischen Karte für die Karpaten*, Studia Geogr., 26. Brno.
- Niedźwiedz T., 1973, *Temperatura i wilgotność powietrza w warunkach rzeźby pogórskiej Karpat (na przykładzie doliny Raby koto Gaika-Brzezowej)*. Zesz. Nauk. UJ, Pr. Geogr., 32.
- Obrębska-Starkłowa B., 1969, *Stosunki mikroklimatyczne na pograniczu pięter leśnych i pól uprawnych w Gorcach*, ibidem, 23.
- 1973, *Stosunki mezo- i mikroklimatyczne Szymbarku*, Dokum. Geogr., 5.
- 1977, *Typologia i regionalizacja fenologiczno-klimatyczna na przykładzie dorzecza górnej Wisły*, UJ, Rozprawy hab., 11.
- Paszyński J., 1966, *Klimat okolic Pińczowa*, Prace Geogr. IG PAN, 47.
- Schnelle F., 1963, *Frostschutz im Pflanzenbau. Quellenwerk über den Nachtfrost, seine Entstehung und Abwehr*, München—Basel—Wien.
- Yoshino M. M., 1975, *Climate in a small area, An introduction to local meteorology*, Tokyo.

MIECZYŚLAW KLUGE

## METODA KONSTRUOWANIA MAP TOPOKLIMATYCZNYCH W SKALI PRZEGLĄDOWEJ I JEJ ZASTOSOWANIE DO REGIONALIZACJI FIZYCZNO-GEOGRAFICZNEJ

Autor artykułu proponuje zastosowanie metody sporządzania map topoklimatycznych w skali przeglądowej, a następnie na przykładach wykazuje jej przydatność do celów regionalizacji fizyczno-geograficznej.

Jako teren modelowy przyjęto obszar Wyżyny Kielecko-Sandomierskiej (342.3) zgodnie z granicami wyznaczonymi przez J. Kondrackiego (Kondracki 1978). Dla 51 stacji i posterunków meteorologicznych położonych na obszarze Wyżyny Środkowomłopolskiej (342) oraz Wyżyny Śląsko-Krakowskiej (341), jak i na pobliskich terenach otaczających te regiony, oraz dla wybranego 15-lecia (1951—1965) obliczono i zebrano zestawienia 107 parametrów temperatury powietrza. Dla kilku stacji i posterunków (spośród 51) istniejące nieliczne braki w ciągach obserwacyjnych za okres 15-letni uzupełniono według stosowanych w klimatologii metod.

Zebrany materiał liczbowy posłużył do zastosowania związków korelacyjnych jako metody badawczej (Stopa-Boryczka 1973; Stopa-Boryczka, Boryczka 1974; 1976). Parametry temperatury ( $T$ ) potraktowane zostały jako zmienne zależne; szerokość ( $\varphi$ ) i długość ( $\lambda$ ) geograficzną oraz wysokość nad poziom morza ( $H$ ) zaliczono do zmiennych niezależnych. Zależności określono w sposób ilościowy, korzystając z metody najmniejszych kwadratów, wyznaczając hiperpłaszczyzny regresji dla wszystkich punktów empirycznych, reprezentujących wzięte do opracowania stacje i posterunki meteorologiczne. Określono też wartość wariancji resztkowej, której pierwiastek kwadratowy jako średnia kwadratowa różnica między mierzonymi na stacjach meteorologicznych wielkościami temperatury powietrza a wyznaczonymi z równania hiperpłaszczyzny regresji określa stopień dokładności równania. Wszystkie niezbędne obliczenia wykonane zostały na EMC.

Jako przykład zastosowania omawianej metody wzięto pod uwagę dwa (spośród 107) parametry temperatury powietrza: średnią tempera-

ture półrocza ciepłego (od kwietnia do września) oraz półrocza chłodnego (od października do marca).

Uwzględnienie wysokości nad poziom morza, a więc elementu topografii jako jednej ze zmiennych niezależnych upoważniło autora do traktowania przedstawionych dalej map jako topoklimatycznych. Należy podkreślić, że stosując proponowaną metodę można konstruować jedynie przeglądowe mapy topoklimatyczne. Skala robocza przedstawionych map wynosiła 1 : 300 000. Opracowania w skali większej wymagają stosowania terenowych metod badawczych i na tej podstawie szukania związków korelacyjnych (Hess i in. 1975; Romanowa 1977).

Zastosowana metoda pozwoliła na wyprowadzenie wzorów, na podstawie których można określić średnią temperaturę wymienionych dwóch półroczy dla dowolnej liczby punktów w terenie (lub na mapie), znając współrzędne geograficzne tych punktów.

Wzory te mają postać:

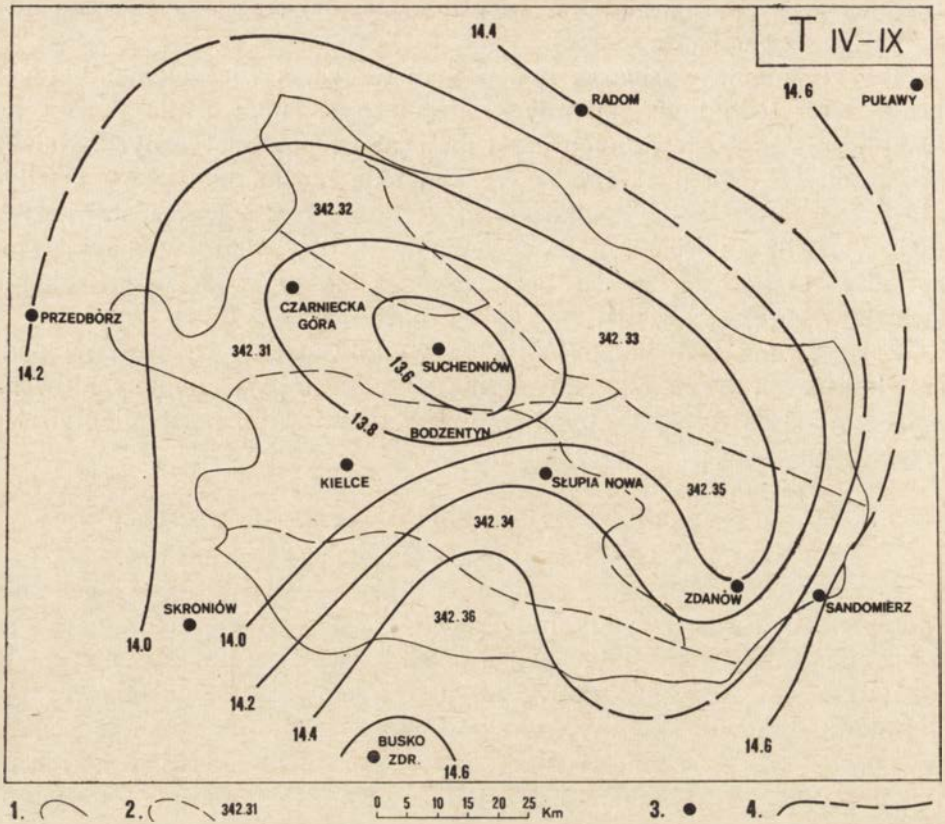
$$T_{(IV-IX)} = (-0,356 \varphi) + (0,001 \lambda) - (0,006 H) + 33,496;$$

$$T_{(X-III)} = (-0,477 \varphi) - (0,248 \lambda) - (0,004 H) + 31,074.$$

Dalszy tok postępowania polegał na przeprowadzeniu na mapach sieci równoleżników (co 5,0') i południków (co 7,5'), dzięki czemu uzyskano przecinającą się sieć linii, gdzie podstawowe prostokąty otrzymały kształt zbliżony do kwadratów. Miejsca węzłowe równoleżników i południków stanowiły punkty, dla których określono — stosując podane wyżej wzory — wielkości średnich temperatur. Ogółem wyznaczono 146 punktów. Wydaje się, że przyjęta losowo sieć punktów nie sugeruje z góry obrazu rozkładu temperatur w zależności od wyniesienia nad poziom morza, a więc pozwala na obiektywną analizę zjawiska. Na mapach oznaczono również 12 punktów lokalizujących położenie stacji i posterunków meteorologicznych. Dane liczbowe dla tych punktów uwzględniano przy wyznaczaniu rozkładu temperatur wymienionych okresów. Zaznaczono też zarysy podziału Wyżyny Kielecko-Sandomierskiej na jednostki fizyczno-geograficzne podstawowego rzędu — mezoregiony i ich oznaczenia cyfrowe.

Pierwsza z map (ryc. 1) obrazuje rozkład izoterm półrocza ciepłego przeprowadzonych co 0,2°C (na dalszych mapach stosowano ten sam przedział temperatur), na podstawie danych uzyskanych dla stacji sieci IMiGW (12 punktów). Niewielka liczba podstawowych punktów pomiarowych decyduje o możliwości uzyskania jedynie schematycznego obrazu rozkładu średnich temperatur półrocza ciepłego. Na tej podstawie można wyciągać jedynie ogólne wnioski o niższych wielkościach temperatury na obszarze Wyżyny w stosunku do terenów przyległych. Nie mamy natomiast możliwości wnioskowania o szczegółowej regionalizacji omawianego obszaru pod względem rozkładu temperatur.

Kolejna mapa (ryc. 2) jest obrazem rozkładu średnich temperatur półrocza chłodnego sporządzonym na podstawie 12 punktów sieci stacji.



Ryc. 1. Rozkład średniej temperatury powietrza półroczu ciepłego (IV—IX) na obszarze Wyżyny Kielecko-Sandomierskiej według danych sieci stacji meteorologicznych:

1 — granica makroregionu; 2 — granice mezoregionów i ich oznaczenia cyfrowe; 3 — stacje meteorologiczne; 4 — izotermy

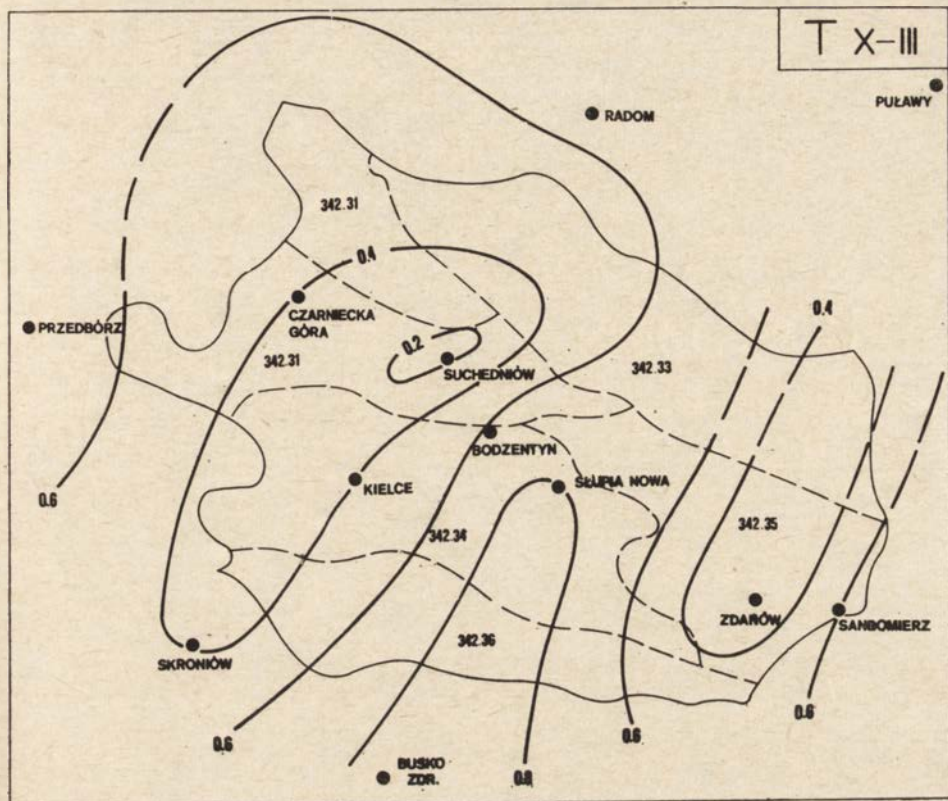
Distribution of mean air temperature in the warm half-year (IV—IX) on the Kielecko-Sandomierska Upland. Based on data from meteorological stations:

1 — boundary of macroregion; 2 — boundaries of mezoregions and their digital designation; 3 — meteorological stations; 4 — isotherms

Mało zróżnicowany obraz przebiegu izoterm nie pozwala na zastosowanie mapy dla celów regionalizacji topoklimatycznej.

Trzecia z przedstawionych map (ryc. 3) podaje rozkład izoterm na podstawie 146 punktów, dla których wyprowadzono ze wzoru średnią temperaturę półroczu ciepłego. Obraz rozkładu temperatur jest w tym przypadku znacznie dokładniejszy i pozwala na pewne wnioski odnośnie do regionalizacji topoklimatycznej i możliwości zastosowania jej do kompleksowej regionalizacji fizyczno-geograficznej. Dwa mezoregiony: Płaskowyż Suchedniowski (342.31) i Garb Gielniowski (342.32) dość wyraźnie wyodrębniają się spośród innych jednostek — określa je izoter-



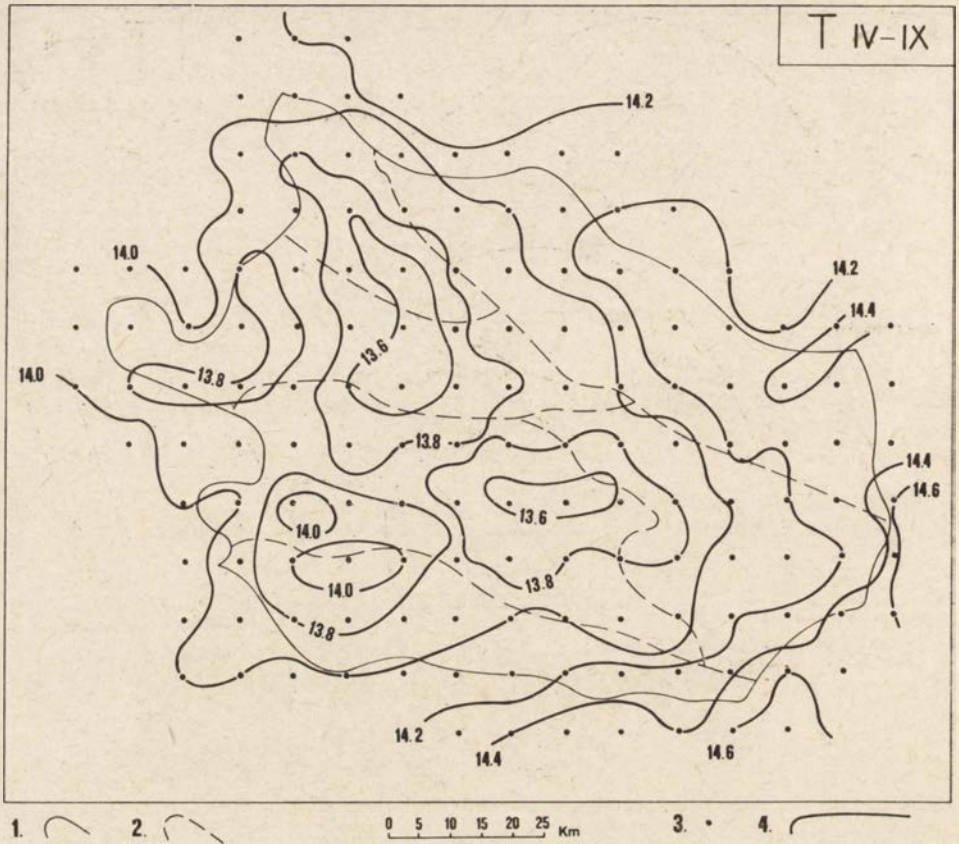


Ryc. 2. Rozkład średniej temperatury powietrza półrocza chłodnego (X—III) na obszarze Wyżyny Kielecko-Sandomierskiej według danych sieci stacji meteorologicznych (objaśnienia jak na ryc. 1)

Distribution of mean air temperature in the cold half-year (X—III) on the Kielecko-Sandomierska Upland. Based on data from meteorological stations (explanations as in fig. 1)

ma 13,8°. Podobną cechą charakteryzuje się wschodnia część mezoregionu Góry Świętokrzyskie (342.34), tak że z punktu widzenia regionalizacji topoklimatycznej obszar ten należałoby zaliczyć do poprzednio wymienionych mezoregionów. Wyraźną jednostkę termiczną stanowi również mezoregion Przedgórze Iłżeckie (342.33), gdzie występuje małe zróżnicowanie temperatur; wschodnia część mezoregionu Wyżyna Sandomierska (342.35) wykazuje zbliżone cechy rozkładu temperatur.

Ostatnia mapa (ryc. 4) obrazuje rozkład temperatur półrocza chłodnego na podstawie 146 punktów wyznaczonych na mapie. Podobnie jak mapa poprzednia służyć ona może do celów regionalizacji topoklimatycznej i fizyczno-geograficznej. Można na niej prześledzić odrębność termiczną mezoregionów: Garb Gielniowski (342.32), Płaskowyż Suched-



Ryc. 3. Rozkład średniej temperatury powietrza półrocza ciepłego (IV—IX) na obszarze Wyżyny Kielecko-Sandomierskiej według wartości wyliczonych ze wzoru dla 146 punktów wyznaczonych na mapie:

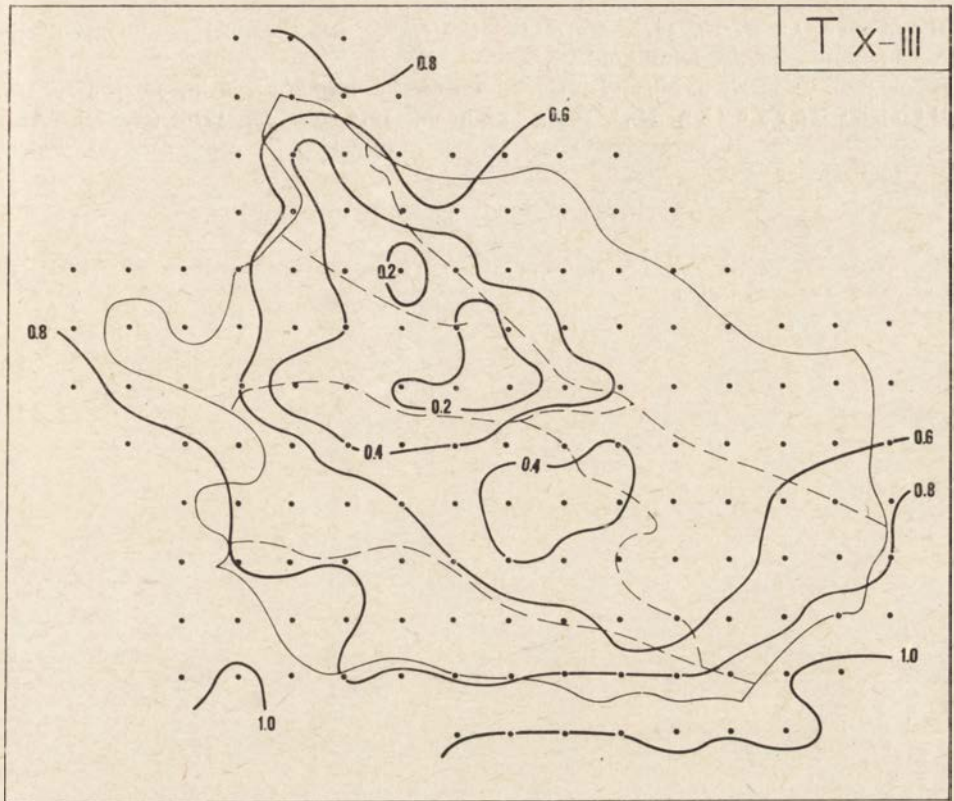
1 — granica makroregionu; 2 — granice mezoregionów; 3 — punkty dla których wyznaczono temperatury; 4 — izotermy

Distribution of mean air temperature in the warm half-year (IV—IX) on the Kielecko-Sandomierska Upland. Based on values computed empirically for 146 points marked on map:

1 — boundary of macroregion; 2 — boundaries of mezoregions; 3 — points for which temperatures have been computed; 4 — isotherms

niowski (342.31) i Góry Świętokrzyskie (342.34) we wschodniej części tego ostatniego mezoregionu ograniczoną izotermą  $0,4^{\circ}$ . Dość wyraźnie wyodrębnia się mezoregion Przedgórze Ilżeckie (342.33), który posiada podobne cechy jak zachodnia część mezoregionu Wyżyna Sandomierska (342.35).

Proponowana metoda może być przydatna do celów regionalizacji topoklimatycznej, jak też do uzupełnienia opisów regionów fizyczno-geograficznych w skali makroregionów (Kondracki 1978) w zakresie



Ryc. 4. Rozkład średniej temperatury powietrza półrocza chłodnego (X—III) na obszarze Wyżyny Kielecko-Sandomierskiej według wartości wyliczonych ze wzoru dla 146 punktów wyznaczonych na mapie (objaśnienia jak na ryc. 3)

Distribution of mean air temperature in the cold half-year (X—III) on the Kielecko-Sandomierska Upland. Based on values computed empirically for 146 points marked on map (explanations as in fig. 3)

zróznicowania temperatur. Przedstawione przykłady mogą również posłużyć do uściślenia obrazu rozkładów temperatur okresów ciepłego i chłodnego opracowanych dla obszaru Polski (Stopa-Boryczka 1973; Stopa-Boryczka, Boryczka 1974; 1976).

Instytut Geografii i Przestrzennego  
Zagospodarowania PAN, Warszawa

#### LITERATURA

Hess M., Niedźwiedź T., Obrębska-Starkłowa B., 1975, *Przyczynek do metod konstruowania szczegółowych map klimatycznych terenów górskich i wyżynnych*, Zesz. Nauk. UJ, Prace Geogr., 41.

Kondracki J., 1978, *Geografia fizyczna Polski*, Warszawa.

Romanowa E. N., 1977, *Mikroklimaticzieskaja izmiencziwost osnownych elie-  
mentow klimata*, Leningrad.

Stopa-Boryczka M., 1973, *Cechy termiczne klimatu Polski*, Rozprawy UW.

Stopa-Boryczka M., Boryczka J., 1974 (cz. I), 1976 (cz. II), *Atlas  
współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*,  
Inst. Geogr. UW.

WŁADYSŁAW PARCZEWSKI

O WYBORZE PREDYKTORÓW O CHARAKTERZE DYNAMICZNYM  
I UWZGLĘDNIANIU WPŁYWÓW ANTROPOGENICZNYCH  
W KARTOWANIU TOPOKLIMATYCZNYM

Stały wzrost zanieczyszczeń — szczególnie granicznej warstwy atmosfery — zmusza do coraz większego uwzględniania czynników natury dynamicznej, warunkujących poziomą i pionową wymianę strug powietrza. Dlatego proponuje się uwzględniać w kartowaniu topoklimatycznym pionowy gradient temperatury, przyrost dzienny prędkości wiatru oraz zwrócić uwagę na konieczność oddzielania wpływów antropogenicznych od naturalnych właściwości klimatycznych.

Pionowy gradient temperatury w warstwie 5—150 cm ( $^{\circ}\text{C}/145$  cm) uzależniony jest zarówno od stanu równowagi pionowej napływającej czy też zalegającej masy powietrza, jak i charakteru podłoża. Pozwala to scharakteryzować zarówno stan równowagi, jak i jego dobowy przebieg, uwypuklając miejscowości o intensywniejszej i słabszej wentylacji pionowej. Obrazują to wyniki jego pomiarów w ciągu doby pogodnej i pochmurnej (tab. 1). Wynika z nich, że w dolinie Wieprza tworzy się w noc pogodną bardzo silna inwersja równoważna około  $300^{\circ}\text{C}/100$  m, jednak w dzień powstaje szybko wyraźnie zaznaczona równowaga chwiejna. Tak więc, przynajmniej w wielu przypadkach, biorąc pod uwagę okres dnia i nocy łącznie zagłębienia terenowe nie zawsze są najuciążliwsze pod względem zanieczyszczeń atmosfery. Potwierdzeniem tej tezy mogą być pomiary pyłu w rejonie Łęcznej, z których wynika, że średnie stężenie pyłów w okresie od maja do października 1977 r. w dolinie Wieprza było mniejsze aniżeli na wierzchowinie (tab. 3). W zagłębieniach terenowych obserwuje się również największe dzienne przyrosty wiatru w dniach z chmurami typu kłębiastego, wskazujące na większe natężenie pionowej równowagi chwiejnej, w stosunku do innych punktów pomiarowych. W profilu Ostrówek w dolinie Mogielnicy dzienny przyrost prędkości wiatru dolnego wyniósł 2,8 m/s, średni dla profilu 1,7 m/s. W dolinie Wieprza w profilu Zawieprzyce równał się 2,7 m/s, średni 2,3 m/s, i w profilu Milejów w dolinie Wieprza 0,8 m/s, średni 0,4 m/s (tab. 2).

Tabela 1

Pionowe gradienty temperatury powietrza w warstwie 5–150 cm ( $^{\circ}\text{C}/145$  cm) o godzinie 03 i 13 podczas pogody bezchmurnej i pochmurnej (Michna i in. 1977)

Vertical air temperature gradients in the layer from 5 to 150 cm ( $^{\circ}\text{C}/145$  cm) at 3 a.m. and 1 p.m. during fair and cloudy weather

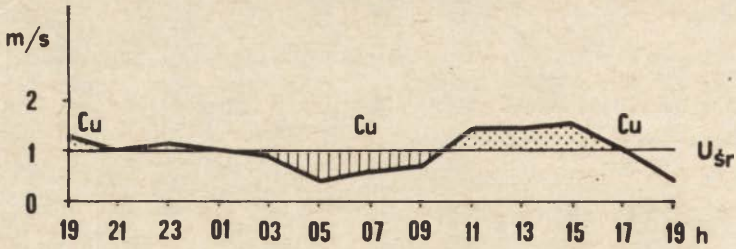
Punkt pomiarowy Measuring point	Profil Zawieprzyce 10/11 VII 1977 Profile Zawieprzyce 10/11 VII 1977 Pochmurno — Cloudy weather		
	03	13	$\Delta$ $^{\circ}\text{C}/145$ cm
Zbocze o ekspozycji zachodniej Western slope	0,1	1,3	1,2
Zbocze o ekspozycji południowej Southern slope	0,6	1,3	0,7
Zagłębienie bezodpływowe Closed basin	0,2	−0,2	0,4
Dolina Wieprza The Wieprz river valley	1,0	0,2	0,8
	Profil Łęczna 6/7 X 1977 Profile Łęczna 6/7 X 1977 Pogodnie — Sunny weather		
Zbocze o ekspozycji południowo-wschodniej South-eastern slope	−1,5	0,8	2,3
Dolina Wieprza The Wieprz river valley	−4,2	1,7	5,9
Zbocze o ekspozycji północno-zachodniej North-western slope	−0,2	−0,5	0,3
Miasto — Town	−2,1	0,8	2,9

Bardziej reprezentatywne wyniki daje analiza dziennego przyrostu prędkości wiatru, do którego w przybliżeniu jest proporcjonalny stopień równowagi chwiejnej, a także i intensywność pionowej wymiany strug powietrza, co potwierdza m. in. zgodność pojawiania się pierwszych porannych chmur typu kłębiastego z nagłym przyrostem prędkości wiatru dolnego. Dodajmy, że można by w tym celu posługiwać się również wielkością dyspersji kierunku wiatru (Pasquill 1962; Reichhart 1968), jednak podczas pomiarów terenowych jest to trudne do zastosowania. Ścisłą zależność między dobowym przyrostem prędkości wiatru a natężeniem ruchów pionowych stwierdzono w 1953 r. (Parczewski 1953a). Okazało się przy tym, że tylko kosztem energii nasłonecznienia — bez uwzględniania energii związanej z adwekcją chłodnych mas powietrza — dzienne przyrosty prędkości wiatru dolnego w chłodnej porze roku (Parczewski 1962) wynosiły 2–3 m/s, w cieplej zaś porze roku równały się średnio 3–5 m/s, a maksymalne wartości osiągały nawet 7–9 m/s (Parczewski 1973). Można stwierdzić, że od pojawienia się pierwszych chmur typu kłębiastego do ich zaniku występuje w dolnej troposferze

Tabela 2

Średnie prędkości wiatru przy występowaniu i braku chmur typu kłębiastego (Cu, Cb)  
 Mean wind velocity during the weather with convective cloudiness and without (Cu, Cb)

Punkt pomiarowy Measuring point	Prędkość wiatru w m/sek Wind velocity in m/s		Dzienny przyrost prędkości wiatru w m/sek Daily increase in wind velocity in m/s
	bez Cu without Cu	z Cu with Cu	
Profil Ostrówek <span style="float: right;">10/11 VI 1977</span>			
Łączna	0,5	1,3	0,8
Wierchowina — las Upland — forest	0,6	1,4	0,8
Dolina Mogielniczanki The Mogielniczanka river valley	0,7	3,2	2,5
Wierchowina Upland	0,3	1,7	1,4
Dolina Mogielnicy The Mogielnica river valley	0,6	3,4	2,8
Średnia — Mean	0,5	2,2	1,7
Profil Zawieprzycze <span style="float: right;">22/23 VI 1977</span>			
Łączna	0,7	2,4	1,7
Zbocze Zachodnie Western slope	0,3	3,6	3,3
Wierchowina Upland	0,3	3,3	3,0
Zagłębienie bezodpływowe Closed basin	0,3	2,4	2,1
Zbocze południowe Southern slope	0,4	1,3	0,9
Dolina Wieprza The Wieprz river valley	0,3	3,0	2,7
Średnia — Mean	0,4	2,7	2,3
Profil Milejów <span style="float: right;">28/29 VII 1977</span>			
Łączna	1,6	1,8	0,2
Zbocze północno-wschodnie North-eastern slope	1,3	1,8	0,5
Dolina Wieprza The Wieprz river valley	1,2	2,0	0,8
Wierchowina — las Upland — forest	1,6	1,8	0,2
Zagłębienie bezodpływowe Closed basin	1,1	1,8	0,7
Milejów — miasto Milejów — town	1,0	1,1	0,1
Średnia — Mean	1,3	1,7	0,4

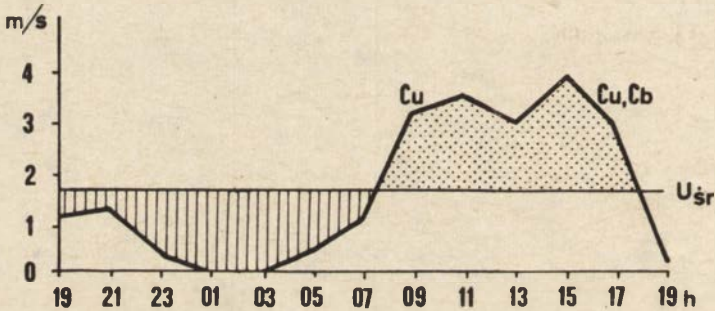


Ryc. 1. Przebieg prędkości wiatru dolnego w Milejowie-Mieście dnia 28/29 VII 1977 r.:

$U_{\text{śr}}$  — średnia dobowa prędkość wiatru; Cu, Cb — rodzaj chmur

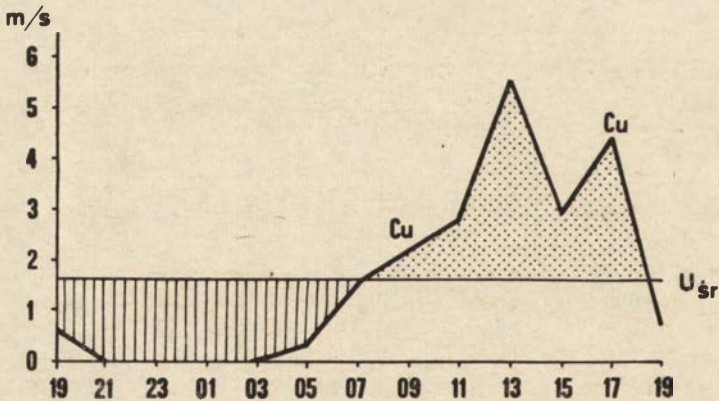
Variation of wind velocity in Milejów-Miasto on 28/29 July, 1977:

$U_{\text{śr}}$  — average wind velocity during 24 hours; Cu, Cb — types of clouds



Ryc. 2. Przebieg prędkości wiatru dolnego w Ostrówku (dolina Mogielnicy) dnia 10/11 VI 1977 r. (objaśnienia jak na ryc. 1)

Variation of wind velocity in Ostrówek (Mogielnica Valley) on 10/11 June, 1977 (explanations as in fig. 1)

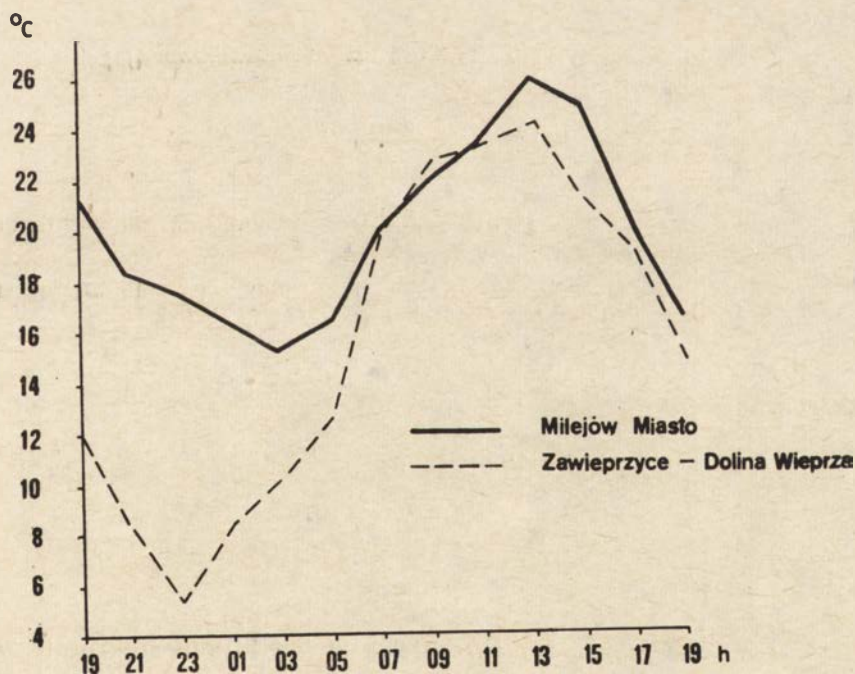


Ryc. 3. Przebieg prędkości wiatru dolnego w Zawieprzycach (zbrocze zachodnie) dnia 22/23 VI 1977 r. (objaśnienia jak na ryc. 1)

Variation of wind velocity in Zawieprzycze (western slope) on 22/23 June, 1977 (explanations as in fig. 1)



równowaga chwiejna. Dlatego w tych okresach powinno się obserwować nagły wzrost prędkości wiatru przy pojawianiu się chmur typu kłębiastego (Cu, Cb) i nagły spadek przy zaniku (Parczewski 1953b). Pomiaru terenowe wykonane w rejonie Łęcznej (Michna i in. 1977) potwierdzają, że nagłe wzrosty i ściszenia się wiatru dolnego są zsynchronizowane z czasem trwania chmur typu kłębiastego (tab. 2). Rzecz zrozumiała, że im większe są dzienne przyrosty prędkości wiatru tym intensywniej jest zaznaczona pionowa równowaga chwiejna (ryc. 1, 2, 3). Charakterystyczne jest przy tym, że nawet lokalnym w czasie wzrostom i zmniejszeniem się wielkości zachmurzenia, a zatem maleniu czy też wzrostowi dopływu energii cieplnej, towarzyszą wzrosty czy też zmniejszania się przyrostu prędkości wiatru dolnego (ryc. 3). Rzecz zrozumiała, że nawet tego samego dnia przyrosty prędkości wiatru dolnego są zróżnicowane w zależności od topografii i właściwości cieplnych podłoża (tab. 2), co pozwala na wyciągnięcie wniosków co do mikroklimatycznego zróżnicowania badanego obszaru. Wystarczy porównać stosunkowo niewielkie



Ryc. 4. Dobowe przebiegi temperatury powietrza na wysokości 5 cm nad gruntem w Milejowie-Mieście (28/29 VII 1977) i w Zawieprzycach — w dolinie Wieprza (22/23 VI 1977)

Variations of air temperature on the level 5 cm above ground in Milejów-Miasto (for the 24 hours of 28/29 July, 1977) and in Zawieprzycach, in the Wieprz river valley (for the 24 hours of 22/23 June, 1977)

przyrosty prędkości wiatru nad obszarami leśnymi i duże nad dolinami oraz zagłębieniami terenowymi (tab. 2).

Zagadnieniem, które coraz bardziej utrudnia kartowanie jest konieczność wydzielenia w uzyskiwanych wynikach wpływu czynników naturalnych od wpływu czynników antropogenicznych. Ilustracją tego jest zdeformowany dobowy przebieg temperatury w miejscowości o dużym zapyleniu, otoczonej terenami o stosunkowo czystszej granicznej warstwie atmosfery. Wyraźnie jest to widoczne na przykładzie porównania dobowego przebiegu temperatury w Zawieprzycach w dniu 22/23 czerwca 1977 r., kiedy to noc była bezchmurna, w dzień zaś występowało zachmurzenie umiarkowane z dobowym przebiegiem temperatury w Milejowie w dniu 28/29 lipca 1977 r., w którym całą dobę było bezchmurnie. Amplituda dobową temperatury na wysokości 5 cm nad gruntem w dolinie Wieprza w Zawieprzycach równała się  $18,9^{\circ}$  mimo dziennego wzrostu zachmurzenia, w Milejowie zaś tylko  $10,7^{\circ}$  a zatem była prawie dwukrotnie mniejsza (ryc. 4). Staje się to zrozumiałe, gdy weźmiemy pod uwagę zestawienie wielkości zapylenia w rejonie badań, z którego wy-

Tabela 3

Średni opad pyłu ( $g \cdot m^{-2} \cdot mies.^{-1}$ ) w miesiącach V–X 1977 w rejonie Łęcznej (Michna i in. 1977  
Average amount of deposited air pollution ( $g \cdot m^{-2} \cdot month^{-1}$ ) in the area of Łęczna in the months  
May – October 1977

Miesiąc Month	Łęczna- centrum Centre of Łęczna	Zawieprzyce		Ostrówek	Milejów	
		wierchovina upland	dolina Wieprza the Wieprz river valley		centrum centre	zakład industrial workshop
V	7,6	8,0	5,8	3,7	11,5	26,6
VI	4,9	8,0	10,4	2,5	16,0	9,6
VII	7,8	7,4	7,4	2,6	17,7	8,4
VIII	5,7	5,2	5,3	2,0	14,6	14,3
IX	6,1	7,4	6,7*	3,9	10,7	21,6
X	5,8	6,0	4,4	2,7	10,2	28,1
Średnia	6,0	7,0	6,7	2,9	13,5	14,8

\* wartość interpolowana — interpolated value

nika, że w Milejowie jest kilkakrotnie, a nawet kilkunastokrotnie, większe zapylenie aniżeli w otoczeniu (tab. 3). Wydzielenie wpływów antropogenicznych w danej miejscowości w stosunku do okolicy jest tym trudniejsze, że należy każdorazowo analizować sytuacje atmosferyczne. Przy niektórych sytuacjach wpływy te w Milejowie i w innych miejscowościach o dużych wpływach antropogenicznych, nie będą większe niż w otoczeniu.

Omawiane zagadnienia przedstawione są jedynie szkicowo w celu

zwrócenia baczniejszej uwagi na możliwość uwzględnienia większej liczby czynników, mających wpływ na pogłębienie wyników kartowania topoklimatycznego.

Instytut Inżynierii Środowiska  
Politechniki Warszawskiej

#### LITERATURA

- Michna E., Paczos S., Zinkiewicz A., Zańczak G., 1977, *Klimat lokalny rejonu Łęcznej*, Zakł. Meteor. i Klimat. UMCS, Lublin (m-pis).
- Parczewski W., 1953a, *Analiza warunków termodynamicznych dolnej warstwy atmosfery na tle przebiegu lotów modeli latających i szybowcowych*, Wiad. Służby Hydrol., 3.
- 1953b, *Meteorologia szybowcowa*, Warszawa.
- 1962, *O podziale roku w Polsce na porę chłodną i ciepłą*, Przegl. Geofiz., 3.
- 1973, *Struktura dobowego przebiegu dolnych cisz atmosferycznych w Warszawie*, Wiad. Służby Hydrol., 2—3.
- Pasquill F., 1962, *Atmospheric Diffusion*, London.
- Reichhart S., 1968, *Struktura wiatru we Wrocławiu*, Acta UWr., 92.

KAZIMIERZ KŁYSIK, MIECZYŚLAWA TARAJKOWSKA

## ELEMENTY BIOKLIMATYCZNEJ OCENY TERENU W KARTOWANIU KLIMATYCZNYM

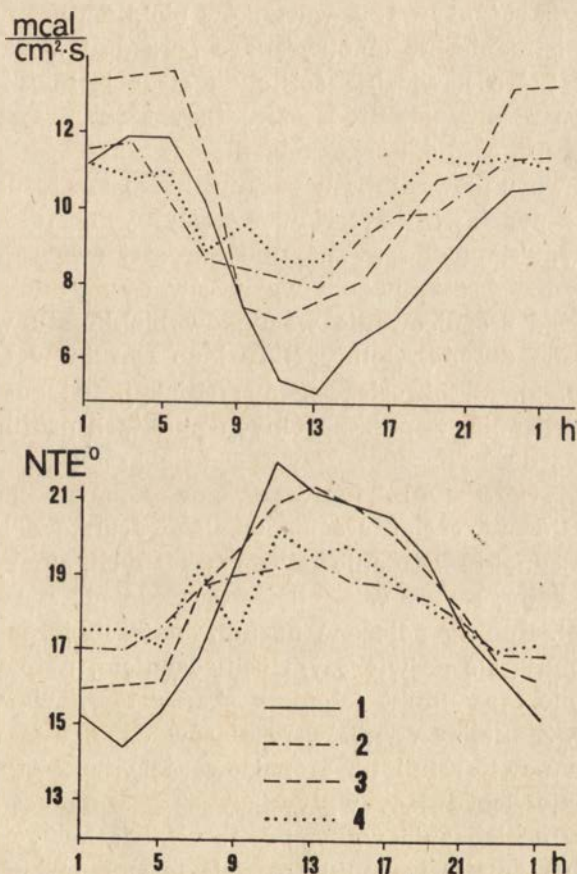
Z punktu widzenia potrzeb planowania przestrzennego bardzo istotnym zadaniem klimatologii jest wskazanie na mapie terenów o najkorzystniejszych warunkach klimatycznych do różnych celów, np. produkcji rolnej, rekreacji i lecznictwa, zwłaszcza uzdrowiskowego, czy budownictwa mieszkaniowego. W bioklimatologii uzdrowiskowej wskaźniki kompleksowe mają ugruntowaną pozycję jako podstawowe wyróżniki rozmaitych typów klimatu odczuwalnego w skali lokalnej. Należy również przyjąć tezę, że zróżnicowanie klimatu w świetle syntetycznych wskaźników, uwzględniających łączny wpływ kilku elementów meteorologicznych na organizm człowieka, jest niezbędnym elementem oceny warunków klimatycznych.

Zachodzi pytanie, czy wszędzie stosowanie wskaźników bioklimatycznych w ocenie zróżnicowania klimatu w skali lokalnej jest równie celowe i konieczne? Próba odpowiedzi zostanie sformułowana na podstawie analizy wyników badań bioklimatycznych, przeprowadzonych na różnych pod względem fizycznogeograficznym obszarach.

Pierwszy przykład stanowią wyniki pomiarów terenowych, przeprowadzonych w Beskidzie Śląskim w lipcu 1972 r. Badania prowadzone były w dolinie Brennicy, która rozcina północno-zachodnią krawędź Beskidu Śląskiego, wcinając się na około 12 km w głąb tej grupy górskiej. Maksymalne deniwelacje terenu w przekroju poprzecznym przez dolinę wynoszą około 300—600 m.

Przebieg dobowy wartości ochładzania katatermometrycznego, mierzonego przyrządem Hilla, oraz temperatury efektywno-ekwiwalentnej w skali normalnej (NTE), wyliczone wg formuły Missenarda, przedstawiono dla 4 wybranych punktów w obrębie doliny. Były one tak usytuowane, aby tworzyły poprzeczny przekrój przez dolinę w jej centralnej części. Na wykresie (ryc. 1) przedstawiono uśredniony (10-dniowy) przebieg wartości charakterystyczny dla okresu pogody radiacyjno-konwekcyjnej, z małymi prędkościami wiatru, ukształtowanej pod wpływem Wyżu Wschodnioeuropejskiego.

Najistotniejszą cechą wartości ochładzania w ciągu dnia jest jej wzrost wraz ze wzrostem wysokości nad poziom morza. Stok północny cechuje się nieco większymi wartościami ochładzania aniżeli stok o ekspozycji południowej. Na dnie doliny w ciągu dnia, począwszy od godz. 11, występują średnio wartości najniższe. W nocy zwiększone wartości ochładzania notowano w niższych partiach stoków, co jest wyrazem aktywności dynamicznej powietrza stokowego w tej porze doby. Charakterystyczną cechą przebiegu ochładzania katatermometrycznego w omawianym obszarze są wyraźnie zarysowane zmiany wielkości ampli-



Ryc. 1. Dobowy przebieg wartości ochładzania katatermometrycznego i temperatury efektywno-ekwiwalentnej w okresie 16–26 VII 1972 r. w różnych punktach doliny Brennicy (Beskid Śląski):

1 — dno doliny; 2 — 80 m nad dnem doliny, ekspozycja północna; 3 — 80 m nad dnem doliny, ekspozycja południowa; 4 — 130 m nad dnem doliny, ekspozycja południowa

Daily variations of the cooling power and of sensible temperature in different points of Brennica valley (Beskid Śląski) on 16–26 July, 1972:

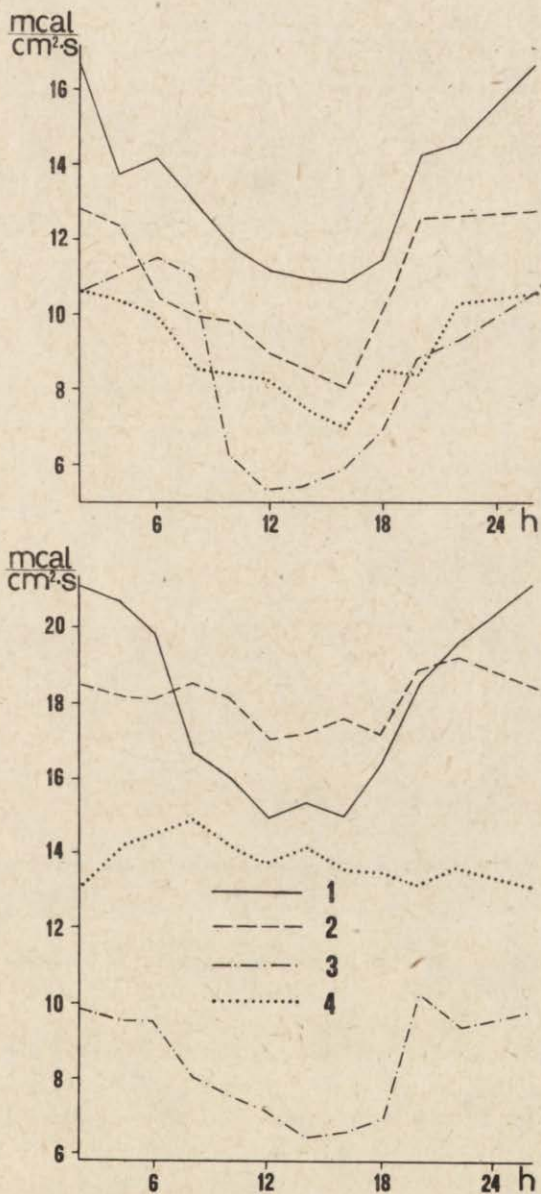
1 — valley floor; 2 — 80 m above valley floor, northern exposure; 3 — 80 m above valley floor, southern exposure; 4 — 130 m above valley floor, southern exposure

tud dobowych malejących wraz z wysokością. Jako najbardziej bodźcowe dla organizmu człowieka zarysowują się zatem obszary dna doliny oraz wyższe partie stoków.

Podobnej kwalifikacji dokonać można na podstawie dobowego przebiegu wartości *NTE* w tych punktach. Najgoręcej jest w ciągu dnia na dnie doliny oraz w dolnych partiach stoków o ekspozycji południowej. Tereny te cechują się skłonnością do występowania w okresach pogody upalnej warunków hipertermicznych. Odmienne warunki występują na stokach o ekspozycji północnej oraz w średnich i wyższych partiach stoków, gdzie w ciągu dnia obserwowano zawsze znacznie niższe wartości *NTE*. Obraz zróżnicowania warunków bioklimatycznych doliny górskiej sugeruje istnienie hipsometrycznego porządku w układzie poszczególnych stref, które nawiązują ściśle do stref termiczno-wilgotnościowych w profilu pionowym. Stąd też metody bioklimatyczne, wzbogacające charakterystykę klimatologiczną, nie stwarzają odmiennego obrazu zróżnicowania warunków klimatu odczuwalnego w stosunku do ustaleń dokonanych na podstawie kryteriów tradycyjnych, stosowanych w klimatologii. Uwypuklają one w znacznie bardziej ewidentny sposób rolę ruchu powietrza w kształtowaniu warunków odczuwalnych.

Inny przykład zróżnicowania warunków bioklimatu w świetle wielkości ochładzania dotyczy doliny Nidy koło Chęciny w Górach Świętokrzyskich (ryc. 2). W okresie pogody radiacyjno-stagnacyjnej dobowe amplitudy ochładzania, w poszczególnych punktach profilu poprzecznego przez dolinę, są dość znaczne. Przy pogodzie kształtowanej w większej mierze pod wpływem czynnika adwekcyjnego dobowe amplitudy ulegają złagodzeniu. Główną cechą zróżnicowania warunków klimatu odczuwalnego jest jednakże istnienie systematycznych, utrzymujących się w ciągu całej doby, różnic w wielkości ochładzania między poszczególnymi punktami. Punkty położone na kulminacjach terenowych w ciągu całej doby cechują się największym ochładzaniem, natomiast punkt położony w dolinie oraz punkt osłonięty skarpią terenową wykazują wartości najniższe. Z analizy wyników pomiarów wynika, że oprócz wpływu ukształtowania powierzchni na zróżnicowanie wielkości ochładzania na badanym terenie decydujący wpływ wywiera szata roślinna. Świadczą o tym pomiary ochładzania wykonywane w dodatkowych punktach, reprezentujących rozmaite warunki pokrycia terenu, np. w wysokim lesie, w sadzie, wśród roślinności parkowej o przewadze krzewów itp. Obraz zróżnicowania przestrzennego warunków bioklimatycznych jest tu zatem bardzo urozmaicony, mimo że stosunki termiczno-wilgotnościowe różnicują się w małym stopniu. Wynika to głównie ze znacznej roli wiatru jako czynnika kształtującego warunki klimatu odczuwalnego.

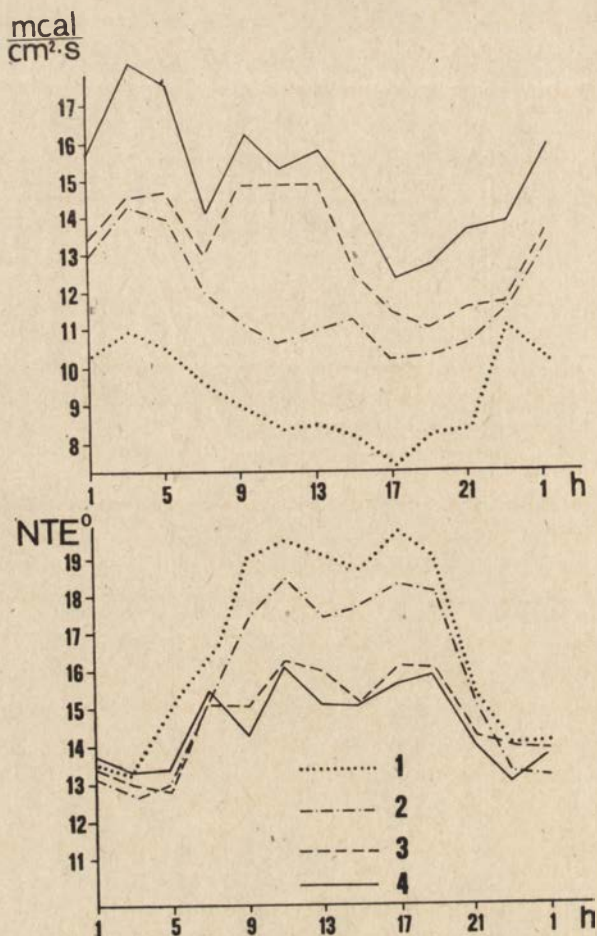
Przedstawiono dalej przykład zróżnicowania bioklimatycznego terenów w sąsiedztwie zbiornika wodnego o powierzchni kilkudziesięciu hektarów w Sielpi, położonego w terenie równinnym o urozmaiconej szacie



Ryc. 2. Dobowy przebieg wartości ochładzania katatermometrycznego w Wolicy w okresie 2—9 VII 1968 r. oraz 14—23 VII 1969 r. w różnych punktach doliny Nidy:

1 — Leśna Góra; 2 — kulminacja wysoczyzny; 3 — u podnóża skarpy; 4 — dno doliny  
Daily variations of the cooling power in Wolica (on 2—9 July, 1968) and in different points of Nida valley (on 14—23 July, 1969):

1 — top of Leśna Góra; 2 — upland culmination; 3 — at foot of slope; 4 — valley floor



Ryc. 3. Dobowy przebieg wartości ochładzania katatermometrycznego i temperatury efektywno-ekwiwalentnej w okresie 2—12 VII 1973 r. w różnych punktach wokół zbiornika wodnego w Sielpi:

1 — las; 2 — brzeg północny; 3 — brzeg południowy; 4 — molo

Daily variations of the cooling power and of sensible temperature in different points around the Sielpia water reservoir (on 2—12 July, 1973):

1 — forest; 2 — northern bank; 3 — southern bank; 4 — pier

roślinnej (ryc. 3). Średnie 10-dniowe przebiegi wielkości ochładzania i NTE dokumentują tezę o wzrastającej roli pokrycia terenu w kształtowaniu klimatu odczuwalnego w warunkach mało urozmaiconej rzeźby. W ciągu całej doby największe wartości ochładzania katatermometrycznego notowane były na molo, wysuniętym w głąb zbiornika, praktycznie nad centralną częścią powierzchni wodnej. W punkcie tym notowano najniższe wartości NTE w ciągu dnia, stosunkowo wysokie natomiast nocą, co jest efektem ocieplającego wpływu zbiornika. Najbardziej ła-



godne warunki występowały w lesie, gdzie zawsze notowano najniższe wartości ochładzania i najwyższe temperatury efektywne. Usytuowane na przeciwległych brzegach zbiornika punkty pomiarowe wykazały dużą zależność mierzonych tam wartości wskaźników od kierunku wiatru. Uwidacznia się to zwłaszcza w ciągu dnia, kiedy zróżnicowanie jest znacznie większe aniżeli w ciągu nocy.

Zarysowany obraz zróżnicowania warunków bioklimatycznych wokół zbiornika wodnego odbiega zasadniczo od tego, jaki uzyskano na podstawie kryteriów termicznych. Bez względu na ochładzający wpływ zbiornika w ciągu dnia i ocieplający w ciągu nocy, wyższe wartości ochładzania notowano zawsze nad powierzchnią wody. Zbliżone warunki termiczne punktów położonych wokół zbiornika nie znajdują także odbicia w rozkładzie wskaźników bioklimatycznych.

Z przedstawionych przykładów wynika generalny wniosek, że znaczenie metod bioklimatycznych w ocenie warunków klimatu lokalnego wzrasta niepomiarowo w terenach o mało urozmaiconej rzeźbie, gdzie pokrycie, a zwłaszcza szata roślinna decydują o warunkach klimatu odczuwalnego. W takich sytuacjach terenowych zróżnicowanie wartości wskaźników bioklimatycznych stanowi najbardziej obiektywną podstawę do wszelkiego rodzaju bonitacji klimatycznej. Tam gdzie chodzi o ocenę środowiska atmosferycznego na potrzeby bytowania człowieka, mają one znaczenie dominujące. Zastosowanie metod bioklimatycznych ma jeszcze jeden korzystny aspekt — umożliwiają one ocenę zróżnicowania warunków klimatu lokalnego praktyczne w każdych warunkach pogodowych. Zastosowanie zasady stałości oddziaływań lokalnych stwarza bowiem możliwość równorzędnego traktowania wyników pomiarów otrzymywanych przy różnych stanach pogodowych.

Inne zagadnienie stanowi dobór kryteriów, według których dane obszary kwalifikowane są do realizacji określonych funkcji. Najczęściej wydzielane są na mapach bonitacyjnych obszary o korzystnych, przeciętnych i niekorzystnych warunkach bioklimatycznych. Do najkorzystniejszych, z punktu widzenia np. rekreacji, zalicza się te, gdzie częstość czy długotrwałość okresów przypadających na tzw. „komfort klimatyczny” jest największa. Jako niekorzystne kwalifikuje się w większości obszary, gdzie obserwowano wybitnie bodźcowe, ekstremalne warunki bioklimatyczne; nie wyklucza się ich jednakże dla rekreacji krótkopobytowej (spacerów, obiektów sportowych itp.). Oczywiście inne kryteria oceny stosowane są w przypadku kwalifikacji terenów na potrzeby lecznictwa uzdrowiskowego. Wypracowania, a zwłaszcza doskonalenia, wymagają kryteria oceny warunków bioklimatycznych na potrzeby budownictwa mieszkaniowego. Należy przyjąć, iż najlepiej nadają się do tego celu tereny o warunkach najbardziej zbliżonych do komfortu klimatycznego, ustalonego na podstawie badań fizjologicznych. W tym celu niezbędne byłoby opracowanie map bonitacyjnych uwzględniających pro-

gnostyczny aspekt zagadnienia i ujmujących w sposób w miarę konkretny zmiany w klimacie lokalnym pod wpływem przyszłego zagospodarowania. Ocena „odporności” warunków klimatycznych na przekształcenia pod wpływem różnych form zagospodarowania powinna obejmować — oprócz tradycyjnie analizowanych elementów klimatu — także elementy charakterystyki bioklimatycznej.

Instytut Geografii Uniwersytetu Łódzkiego

#### LITERATURA

- Kłysik K., Tarajkowska M., *Wpływ małego zbiornika wodnego na dobowy przebieg niektórych elementów meteorologicznych*, Zesz. Nauk. UŁ, 2 (w druku).
- Zych S., Kłysik K., Tarajkowska M., Komendziński H., 1972, *Bioklimatyczne podstawy zagospodarowania okolic Brennej w Beskidzie Śląskim*, IG UŁ (m-pis).
- Zych S., Kłysik K., Tarajkowska M., 1974, *Bioklimatyczne podstawy zagospodarowania zbiornika wodnego w Brzegach*, ibidem.

BARBARA KRAWCZYK

## BILANS CIEPLNY CIAŁA CZŁOWIEKA JAKO PODSTAWA KARTOWANIA NA POTRZEBY BIOKLIMATOLOGII

Metody oceny klimatu lokalnego terenów uzdrowiskowych muszą odpowiadać określonym warunkom. Z jednej strony powinny one uwzględniać wszystkie czynniki klimatu oddziałujące na ustrój człowieka, z drugiej zaś reakcje fizjologiczne, które wywołać mogą bodźce środowiska atmosferycznego (Kandror i in. 1974).

Warunki takie spełniają te metody, które oparte są na badaniu procesu wymiany ciepła zachodzącego pomiędzy ustrojem człowieka a atmosferą i podłożem — wśród nich zaś metoda bilansu cieplnego ciała człowieka.

Jako podstawę rozważań przyjęto równanie bilansu cieplnego powierzchni ciała człowieka wg Budyko (Budyko 1971; Liopo, Cycenko 1971), które uwzględnia wszystkie istotne czynniki meteorologiczne oddziałujące na gospodarkę cieplną człowieka, a także rodzaj odzieży i stan jego aktywności fizycznej. Równanie to, do którego wprowadzono własne modyfikacje, przybiera następującą postać:

$$R_K + M = LE + P + R_L.$$

Po stronie dochodowej równania bilansu cieplnego ciała człowieka znajdują się:

$R_K$  — pochłonięte przez powierzchnię ciała człowieka promieniowanie słoneczne;

$M$  — ciepło wytwarzane przez ustrój w procesach metabolicznych.

Po stronie rozchodowej:

$LE$  — utrata ciepła w procesie parowania;

$P$  — utrata ciepła jawnego przez turbulencję;

$R_L$  — utrata ciepła wskutek wypromieniowania długofalowego.

W równaniu tym nie uwzględniono takich form wymiany ciepła, jak: straty ciepła z górnych dróg oddechowych oraz wskutek przewodzenia przy kontakcie z podłożem, a to ze względu na ich bardzo małe wartości liczbowe. Poszczególne składowe równania można wyrazić w  $\text{cal. cm}^{-2} \cdot \text{min}^{-1}$ , przyjmując jako powierzchnię wzorcową jednostkę bocznej po-

wierzchni walca. Rozważania nasze dotyczyć będą człowieka wytwarzającego ciepło w stałej ilości ( $M = 0,10 \text{ cal. cm}^{-2} \cdot \text{min}^{-1}$ ), ubranego w tzw. zwykłą odzież letnią o stałych termoizolacyjnych właściwościach (1 CLO)\*.

Materiału wyjściowego do rozwiązania równania bilansu cieplnego ciała człowieka dostarczyły badania terenowe prowadzone przez autorkę w Iwoniczu w latach 1971—1973. Objęły one swym zasięgiem dzielnicę sanatoryjną uzdrowiska i dotyczyły głównie okresu letniego. Cogodzinne pomiary wszystkich niezbędnych elementów meteorologicznych odbywały się synchronicznie w godzinach 7—20 w trzech punktach reprezentujących główne jednostki orograficzne badanego terenu o różnym stopniu pokrycia roślinnością wysoką\*.

Badając proces wymiany ciepła między ciałem człowieka a otoczeniem, posługiwano się pojęciem struktury bilansu cieplnego, tzn. stosunkiem bezwzględnych wartości strumieni ciepła traconego przez ustrój człowieka ( $LE$ ,  $P$ ,  $R_L$ ) do ilości ciepła, jaką człowiek w danym momencie dysponuje ( $R_K + M$ ). Przyjęto, że:

- $\frac{LE}{R_K + M}$  — oznacza udział strat ciepła na parowanie w bilansie cieplnym ciała człowieka,
- $\frac{P}{R_K + M}$  — oznacza udział strat ciepła związanych z wymianą turbulentną,
- $\frac{R_L}{R_K + M}$  — oznacza udział strat ciepła związanych ze wypromieniowaniem długofalowym powierzchni ciała człowieka.

Suma tych trzech ilorazów równa jest jedności.

Związki ilościowe pomiędzy stratami ciepła spowodowanymi parowaniem, turbulentną wymianą ciepła jawnego i promieniowaniem długofalowym zostały następnie ujęte w 4 grupy układów strukturalnych, a ich częstość (w %) będzie podstawą wyróżnienia jednostek bioklimatycznych na badanym obszarze.

Wyróżniono zatem typ turbulentny struktury bilansu cieplnego ciała człowieka. Wtedy:

$$\frac{P}{R_K + M} > \frac{LE}{R_K + M} > \frac{R_L}{R_K + M} \quad 1A'$$

lub

$$\frac{P}{R_K + M} > \frac{R_L}{R_K + M} > \frac{LE}{R_K + M} \quad 1B.$$

\* Tok postępowania rachunkowego przy wyznaczaniu poszczególnych składowych równania bilansu cieplnego, jak również dokładny opis stanowisk pomiarowych znaleźć można w opracowaniach autorki z roku 1977 i 1979.

Typ transpiracyjny struktury bilansu ciepłego ciała człowieka występuje wtedy, gdy:

$$\frac{LE}{R_K + M} > \frac{P}{R_K + M} > \frac{R_L}{R_K + M} \quad 2A$$

lub

$$\frac{LE}{R_K + M} > \frac{R_L}{R_K + M} > \frac{P}{R_K + M} \quad 2B.$$

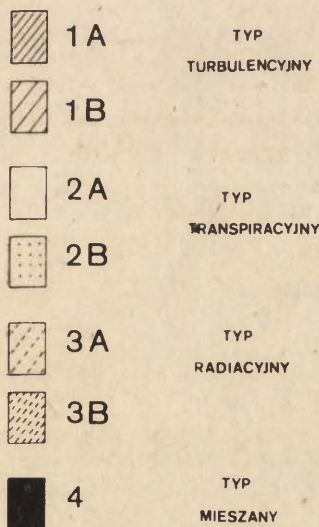
Radiacyjny typ struktury bilansu ciepłego ciała człowieka ma miejsce, gdy:

$$\frac{R_L}{R_K + M} > \frac{P}{R_K + M} > \frac{LE}{R_K + M} \quad 3A$$

lub

$$\frac{R_L}{R_K + M} > \frac{LE}{R_K + M} > \frac{P}{R_K + M} \quad 3B.$$

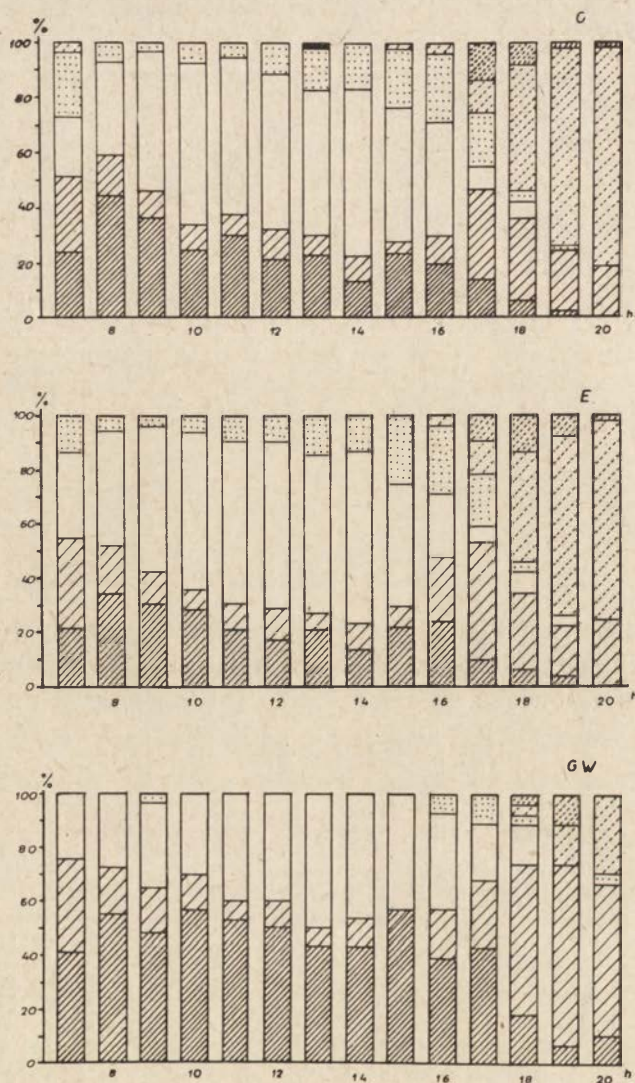
W sytuacjach, kiedy wartości liczbowe poszczególnych form wymiany ciepła były sobie równe, występował mieszany typ struktury bilansu ciepłego ciała człowieka.



Ryc. 1. Typy struktury bilansu ciepłego ciała człowieka. Objasnienia do ryc. 2, 3, 4

Structural types of the heat balance of the human body. Explanations to figures 2, 3, 4.

Analizując przebieg dzienny częstości występowania poszczególnych typów struktury bilansu ciepłego ciała człowieka (ryc. 2, 3, 4), można zauważyć, że obszar dzielnicy sanatoryjnej Iwonicza-Zdroju wykazuje pod tym względem znaczne zróżnicowanie.



Ryc. 2. Przebieg dzienny częstości typów struktury bilansu ciepłego ciała człowieka (średnie ze wszystkich dni pomiarowych):

C — punkt pomiarowy w centrum uzdrowiska; E — punkt pomiarowy w pobliżu sanatorium „Excelsior”; G.W. — punkt pomiarowy na stokach Góry Winiarskiej

Daily course of frequency of the structural types of the heat balance of the human body (mean values from all days):

C — measurement point in the centre of Iwonicz-Zdrój; E — measurement point near sanatorium „Excelsior”; G.W. — measurement point on the slope of Góra Winiarska

W niżej położonych partiach terenu (tzn. w dolinie Potoku Iwoniczkiego oraz w dolnych partiach Góry Przedziwnej) — reprezentowanych przez stanowisko pomiarowe Centrum i Excelsior — zaznacza się

w okresie letnim przewaga ilościowa transpiracyjnego typu struktury bilansu cieplnego, która utrzymuje się od godziny 9 do 16 (ryc. 2). Maksymalna liczba układów strukturalnych występuje w godzinach 17 i 18. Należy sądzić, że właśnie o tej porze dochodzi tu do pewnego wyrówna-

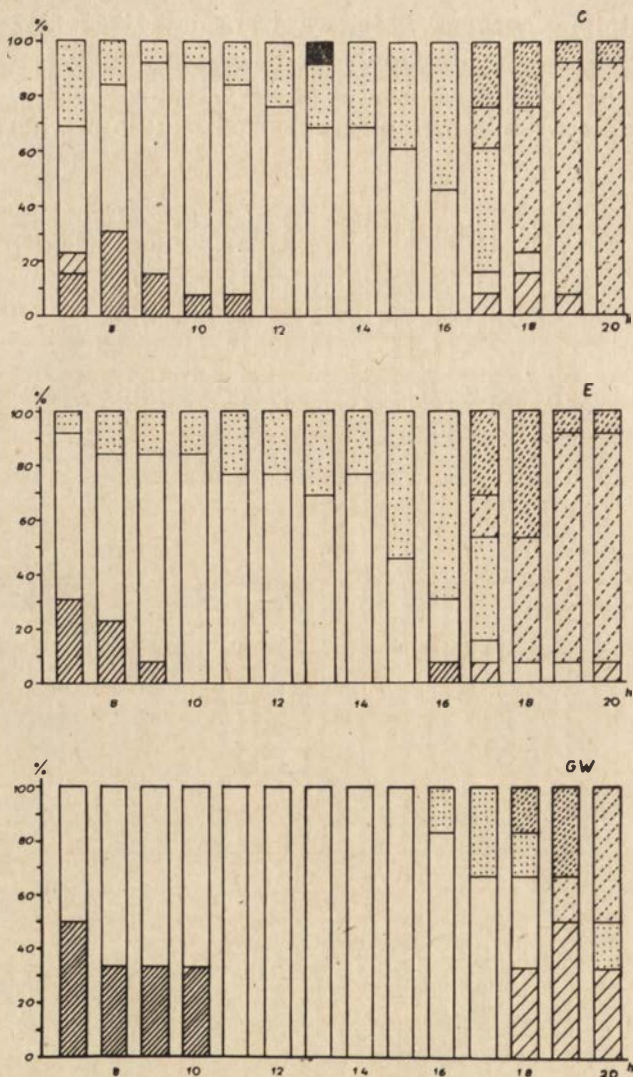


Ryc. 3. Przebieg dzienny częstości typów struktury bilansu cieplnego ciała człowieka (średnie z dni chmurnych):

C — punkt pomiarowy w centrum uzdrowiska; E — punkt pomiarowy w pobliżu sanatorium „Excelsior”; G.W. — punkt pomiarowy na stokach Góry Winiarskiej

Daily course of frequency of the structural types of the heat balance of the human body (mean values from cloudy days):

C — measurement point in the centre of Iwonicz-Zdrój; E — measurement point near sanatorium „Excelsior”; G.W. — measurement point on the slope of Góra Winiarska



Ryc. 4. Przebieg dzienny częstości typów struktury bilansu cieplnego ciała człowieka (średnie z dni pogodnych):

C — punkt pomiarowy w centrum uzdrowiska; E — punkt pomiarowy w pobliżu sanatorium „Excelsior”; G.W. — punkt pomiarowy na stokach Góry Winiarskiej

Daily course of frequency of the structural types of the heat balance of the human body (mean values from clear days):

C — measurement point in the centre of Iwonicz-Zdrój; E — measurement point near „Excelsior”; G.W. — measurement point on the slope of Góra Winiarska

nia udziału różnych procesów fizycznych w kształtowaniu równowagi cieplnej naszego ustroju. O godzinie 19 i 20 w centrum uzdrowiska notuje się przewagę wymiany ciepła drogą wypromieniowania długofalowego (typ 3A i 3B).



Jest rzeczą charakterystyczną, że na zboczach Góry Winiarskiej w ciągu całego dnia zaznacza się przewaga ilościowa turbulencyjnego typu struktury bilansu cieplnego (typ 1A i 1B), co wiąże się z większymi prędkościami wiatru notowanymi w tej części uzdrowiska. W dniach chmurnych (tzn. o zachmurzeniu  $\geq 3/10$ ) obserwuje się w Iwoniczu wyraźniejszy udział ilościowy typu turbulencyjnego kosztem mniejszej frekwencji typu transpiracyjnego (ryc. 3).

Natomiast w dniach pogodnych (tzn. o zachmurzeniu nie przekraczającym  $2/10$  pokrycia nieba) występuje w Iwoniczu większa stabilność struktury bilansu cieplnego ciała człowieka. Wyraża się to zarówno w mniejszej liczbie notowanych układów strukturalnych, jak i w zdecydowanej przewadze frekwencji typu transpiracyjnego (2A i 2B), który z wyjątkiem godzin wieczornych dominował na całym obszarze objętym badaniami (ryc. 4).

Za podstawę wyróżnienia jednostek bioklimatycznych na badanym obszarze przyjęto częstość występowania poszczególnych typów struktury bilansu cieplnego ciała człowieka — zwłaszcza zaś typu turbulencyjnego i transpiracyjnego.

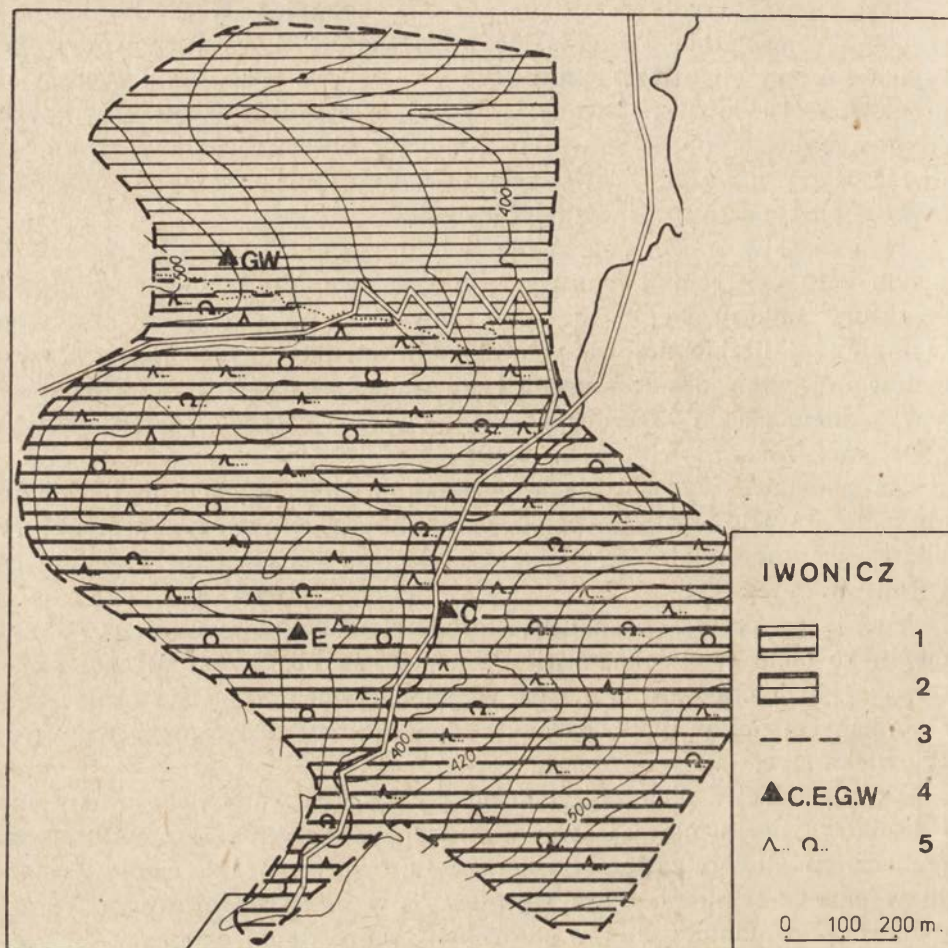
Biorąc za podstawę analizę istotności różnic w strukturze bilansu cieplnego ciała człowieka, stwierdzono, że na obszarze dzielnicy sanatoryjnej Iwonicza-Zdroju można wydzielić dwie jednostki różniące się stopniem oddziaływania bodźców środowiska atmosferycznego na ustrój człowieka (ryc. 5).

Do pierwszej z nich zaliczono dolinę Potoku Iwoniczkiego oraz dolne i środkowe partie otaczających wzniesień pokrytych lasem mieszanym, o znacznym stopniu zasłonięcia horyzontu. Odprowadzanie ciepła z ustroju w okresie letnim odbywa się głównie w procesie parowania. W godzinach popołudniowych i wieczornych mamy tu do czynienia z oddawaniem ciepła przeważnie drogą wypromieniowania długofalowego.

Druga wyróżniona jednostka obejmuje pozostałą część dzielnicy sanatoryjnej, tzn. pozbawione roślinności wysokiej środkowe i szczytowe partie Góry Winiarskiej. Przeważa na tym obszarze turbulencyjny typ struktury bilansu cieplnego ciała człowieka, który odznacza się dużą stabilnością w ciągu dnia. Są to tereny o korzystniejszych warunkach bioklimatycznych — tylko w okresach pogody pochmurnej, przy adwekcji powietrza z północnego zachodu, ustrój człowieka może być tu narażony na znaczne utraty ciepła, którym będzie musiał przeciwdziałać szeregami reakcji o charakterze termoregulacyjnym.

Te dwie, wydzielone jednostki dzieli granica lasów biegnąca z zachodu na wschód wzdłuż stoku Góry Winiarskiej.

Uwzględniając reakcje ustroju człowieka na bodźce środowiska atmosferycznego, stwierdzić należy, że klimat lokalny dzielnicy sanatoryjnej Iwonicza, oceniany z punktu widzenia struktury bilansu cieplnego ciała człowieka (a więc i jego gospodarki cieplnej), wykazuje w okre-



Ryc. 5. Jednostki bioklimatyczne na obszarze dzielnicy sanatoryjnej Iwonicza-Zdroju:

1 — obszary o przewadze typu transpiracyjnego struktury bilansu cieplnego ciała człowieka w okresie letnim; 2 — obszary o przewadze typu turbulencyjnego struktury bilansu cieplnego ciała człowieka w okresie letnim; 3 — granica dzielnicy sanatoryjnej; 4 — punkty pomiarowe; 5 — las mieszany

Bioclimatic units in the sanatorium district of Iwonicz health resort:

1 — areas with dominant transpiration type of structure of the human body during the summer; 2 — areas with dominant turbulent type of structure of the human body during the summer; 3 — border of sanatorium area; 4 — measurements points; 5 — forest

się letnim zróżnicowanie tak przestrzenne, jak i czasowe. Fakt ten nie jest obojętny dla człowieka, ponieważ im większe będzie zróżnicowanie miejscowych warunków bioklimatycznych na niewielkim obszarze, tym bardziej będzie obciążony układ termoregulacji, dzięki któremu ustrój nasz jest zdolny do utrzymania równowagi cieplnej pomimo zmieniających się warunków fizycznych środowiska atmosferycznego. Obciążenie

układu termoregulacji, szczególnie u ludzi chorych, nie pozostaje również bez wpływu na stan wielu organów (układu krążenia, nerwowego, oddechowego), a także na samopoczucie i zdolność do pracy.

Stwierdzić należy również, że przedstawiona tu metoda badawcza dostarcza informacji o biologicznych wartościach klimatu miejscowego, które mogą być przydatne dla klimatoterapii, a tym samym zasługuje ona na szersze zastosowanie w bioklimatologii.

Instytut Geografii i Przestrzennego  
Zagospodarowania PAN, Warszawa

#### LITERATURA

- Budyko M. I., 1971, *Klimat i życie*, Leningrad.
- Krawczyk B., 1975, *Bioklimat uzdrowiska Iwonicz*, Dokum. Geogr., 3—4.
- 1977, *Temperatura skóry człowieka jako wskaźnik bioklimatyczny*, ibidem, 4.
- 1979, *Bilans cieplny ciała człowieka jako podstawa podziału bioklimatycznego obszaru Iwonicza*, Pr. Geogr. IG PAN, 131.
- 1979, *Próba zastosowania metody bilansu cieplnego ciała człowieka do oceny bioklimatu uzdrowiska*, Probl. Uzdrow., 9/10.
- Kandror I. S., Diemina D. M., Ratnier E. N., 1974, *Fizjologiczeskije principy sanitarno-klimaticzeskogo rajonirowanija tierritorii SSSR*, Moskwa.
- Liopo T. N., Cycenko G. W., 1971, *Klimaticzeskije ustowija i tieplowoje so-stojanije czetowieka*, Leningrad.

KRZYSZTOF BŁĄŻEJCZYK

## METODA MODELOWA OCENY BIOKLIMATU UZDROWISK

Autor artykułu zastosował metodę modelową do oceny przydatności bioklimatu lokalnego na potrzeby klimatoterapii. Dzięki zastosowaniu tej metody zostaną porównane warunki bioklimatyczne, panujące w wybranych uzdrowiskach położonych w różnych regionach kraju, w celu bardziej racjonalnego wykorzystania już istniejącej bazy sanatoryjnej oraz przy planowaniu nowych inwestycji.

Podstawowym modelem jest model funkcji wykładniczej:

$$y = x^z.$$

W modelu tym podstawa funkcji  $x$  charakteryzuje ilościowe cechy bioklimatu, natomiast wykładnik  $z$  — jego cechy jakościowe. Założono, że wartości  $y$  będą się zmieniały w przedziale od 0 do 1. Wartość 0 oznacza całkowity brak korzystnych cech bioklimatu, a 1 — stan idealny nie stwarzający żadnych przeszkód w korzystaniu z klimatoterapii. Aby przyjęte założenie zostało spełnione, wartości  $x$  muszą także znajdować się w obszarze zmienności od 0 do 1. Wartości  $z$  mogą przyjmować dowolne wartości od 0 do  $+\infty$ . Przy  $z = 0$  (maksymalnie korzystne cechy jakościowe) i  $x = 1$  (maksymalnie korzystne cechy ilościowe)  $y$  przyjmuje wartość 1. Wybór modelu funkcji wykładniczej został już uprzednio uzasadniony (Błażejczyk 1978).

Cechy ilościowe i jakościowe wskaźnika oceny bioklimatu wyznaczono za pomocą fizycznego modelu na sprawność układu ( $S$ ):

$$S = \frac{P}{O},$$

gdzie  $P$  oznacza potencjał, a  $O$  — opór. Jako potencjał traktowano korzystne dla człowieka cechy bioklimatu, a jako opór takie warunki, które znacznie utrudniają lub uniemożliwiają korzystanie z leczniczych właściwości środowiska naturalnego.

Ostatecznie model oceny bioklimatu na potrzeby lecznictwa uzdrowiskowego przyjął postać:

$$\dot{y} = \begin{pmatrix} P_x \\ O_x \end{pmatrix} \begin{pmatrix} O_z \\ P_z \end{pmatrix},$$

gdzie:

$P_x$  — potencjał cech ilościowych;

$O_x$  — opór cech ilościowych;

$P_z$  — potencjał cech jakościowych;

$O_z$  — opór cech jakościowych.

Poniżej przedstawiono zastosowanie przyjętego modelu do oceny lokalnych warunków orograficznych oraz pokrycia i zagospodarowania terenu. Oceny tych elementów środowiska geogaficznego można dokonać jedynie przy wykorzystaniu wielkoskalowych map topograficznych (do skali 1 : 25 000).

Dla oceny lokalnych warunków orograficznych wykonano mapy nasłonecznienia względnego (za pomocą metody Strużki 1959). Przez nasłonecznienie względne rozumiano stosunek bezpośredniego promieniowania słonecznego, padającego na powierzchnie nachylone o różnej ekspozycji do bezpośredniego promieniowania słonecznego padającego na powierzchnię poziomą (dotyczy to pogody bezchmurnej). Mapy te były podstawą oceny przydatności lokalnych warunków orograficznych na potrzeby lecznictwa uzdrowiskowego. Formuła oceny warunków orograficznych ma postać:

$$Lwo - Nw \begin{cases} /1 + Nw < 100' \\ \backslash 1 + Nw > 100, \end{cases}$$

gdzie:

$Lwo$  — wskaźnik oceny lokalnych warunków orograficznych;

$Nw$  — średnia ważona wartość nasłonecznienia względnego dla obszaru uzdrowiskowego;

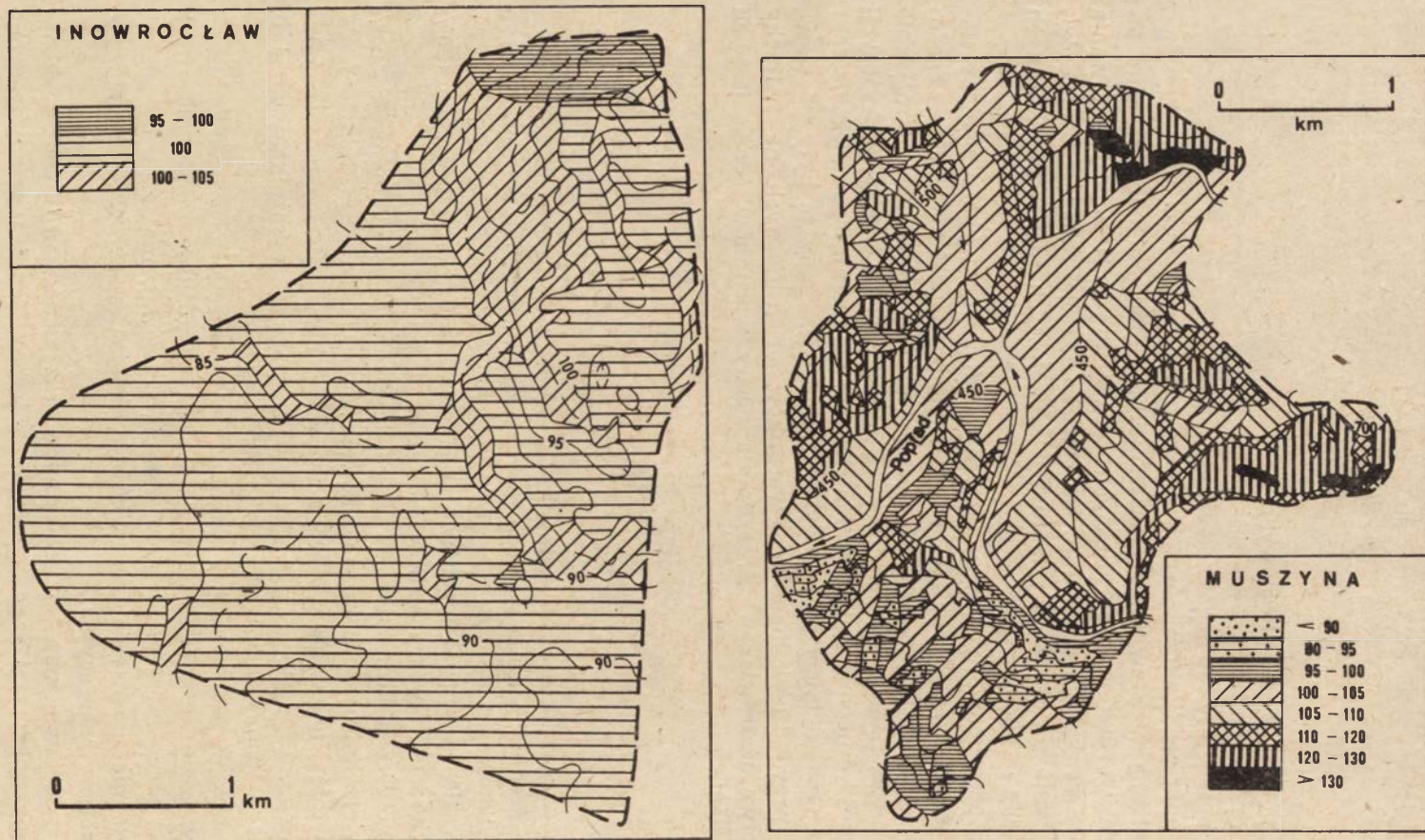
$Nw < 100$  — udział terenów o nasłonecznieniu względnym  $< 100\%$  w powierzchni obszaru uzdrowiskowego;

$Nw > 100$  — udział terenów o nasłonecznieniu względnym  $> 100\%$  w powierzchni obszaru uzdrowiskowego.

Wartość  $Nw$  została wyrażona w postaci bezwymiarowego wskaźnika liczbowego. Przyjęto, że dla  $Nw = 65\%$  wartość wskaźnika wynosi 0, dla  $Nw = 100\%$  — 0,5, a dla  $Nw = 135\%$  — 1.

Za obszar uzdrowiskowy uznano teren uzdrowiska oraz najbliższej okolicy, gdzie kuracjusze korzystają z zabiegów klimatoterapeutycznych (kąpiele słoneczne i powietrzne, terapia ruchowa), mając do dyspozycji odpowiednie urządzenia uzdrowiskowe, ścieżki spacerowe, ścieżki zdrowia i tereny rekreacyjne.

Na podstawie map topograficznych oraz planów uzdrowisk wykonano mapy pokrycia i zagospodarowania terenu, jak też przeprowadzono



Ryc. 1. (a, b). Mapy nasłonecznienia względnego (w %) dla obszarów uzdrowiskowych Muszyny (1 a) i Inowrocławia (1 b)  
 Maps of relative insolation (in per cents) for the Muszyna and Inowrocław (1a and 1b respectively) health resorts

ocenę przydatności zagospodarowania go do potrzeb lecznictwa uzdrowiskowego. Formuła oceny pokrycia i zagospodarowania terenu ma postać:

$$Z_t = \left( \frac{O_l}{1 + O_z} \right) \cdot \left( \frac{O_w}{P_u} \right),$$

gdzie:

$Z_t$  — wskaźnik oceny pokrycia i zagospodarowania terenu;

$O_l$  — udział obszarów zieleni wysokiej w uzdrowisku;

$O_z$  — udział obszarów o zabudowie zwartej w uzdrowisku;

$O_w$  — powierzchnia obszarów wodnych i plaży w uzdrowisku (w przypadku morza przyjęto 300-metrowy pas przybrzeżny),

$P_u$  — powierzchnia obszaru uzdrowiskowego.

Obszary zieleni wysokiej obejmują lasy, parki i większe sady — poza rosnącymi na terenach podmokłych. Przebywanie kuracjuszy w środowisku zbyt wilgotnym jest niewskazane (plaga owadów).

W tabeli 1 zamieszczono wartości wskaźników oceny lokalnych warunków orograficznych oraz pokrycia i zagospodarowania terenu dla wybranych uzdrowisk.

Tabela 1

Wskaźniki oceny lokalnych warunków orograficznych ( $Lwo$ ) oraz pokrycia i zagospodarowania terenu ( $Z_t$ ) dla wybranych uzdrowisk

Indices evaluating local orographic conditions ( $Lwo$ ) and land use ( $Z_t$ ) in some polish health resorts

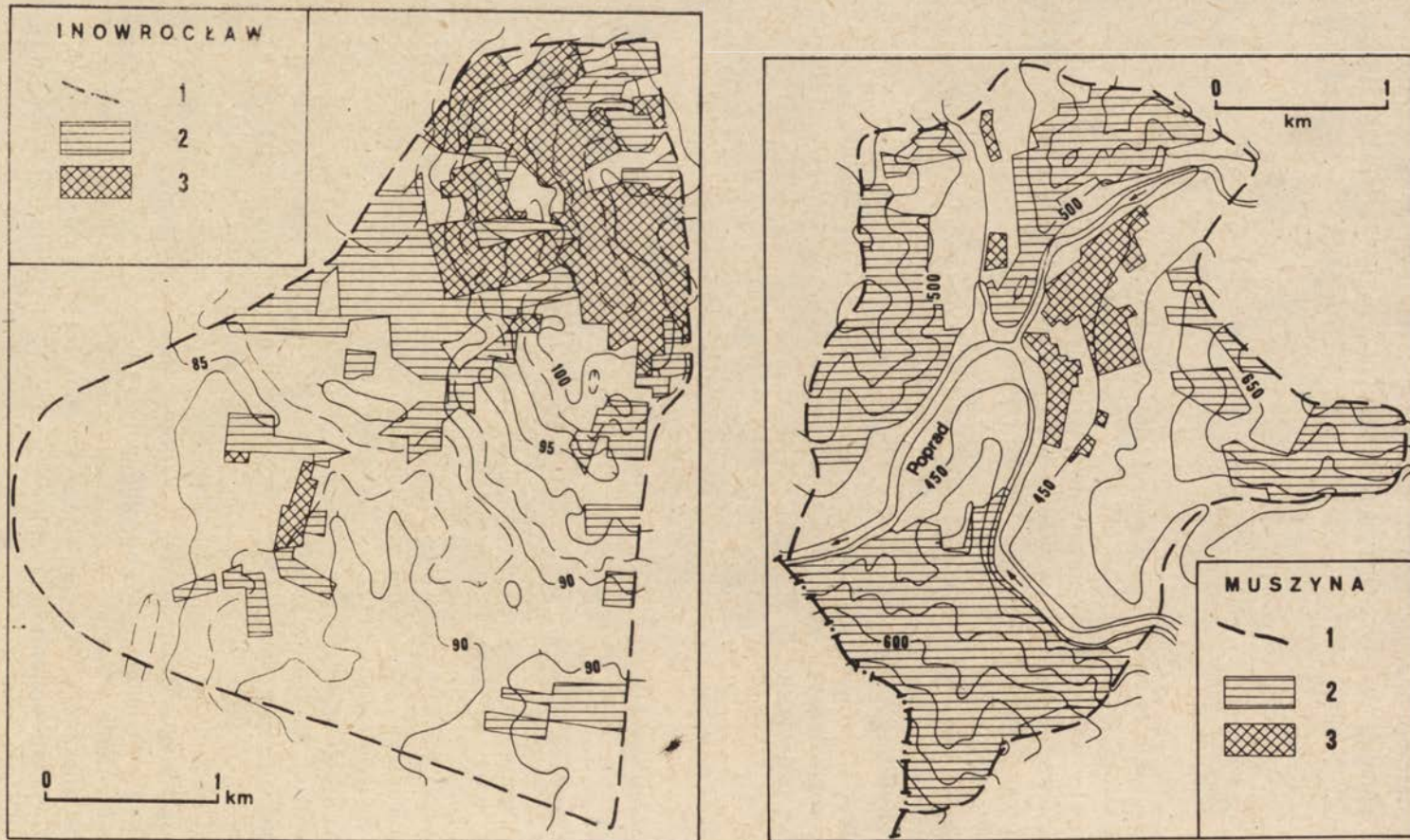
	Kołobrzeg	Połczyn	Inowrocław	Świeradów	Kudowa	Muszyna	Iwonicz
$Lwo$	0,500	0,496	0,548	0,529	0,723	0,750	0,697
$Z_t$	0,311	0,139	0,158	0,385	0,290	0,398	0,605

Najwyższe wartości wskaźnik  $Lwo$  ma w Muszynie, Kudowie i Iwoniczu, a najniższe w Połczynie i Kołobrzegu. Mała wartość  $Lwo$  w Połczynie i Świeradowie wynika z lokalizacji tych uzdrowisk na zboczach o ekspozycji północnej.

Najbardziej korzystne, z punktu widzenia bioklimatologii, pokrycie i zagospodarowanie terenu występuje w Iwoniczu (znaczny udział obszarów leśnych), a najmniej korzystne w Połczynie i Inowrocławiu.

Na rycinach 1a, b i 2a, b przedstawiono przykłady map nasłonecznienia względnego oraz pokrycia i zagospodarowania terenu. Wybrano uzdrowiska położone w różnych regionach kraju.

Nasłonecznienie względne w Muszynie charakteryzuje się dużą zmiennością oraz znacznym zakresem wahań (od poniżej 90% do ponad 130%). W Inowrocławiu zmienność i zakres wahań są o wiele mniejsze (od 95% do 105%).



Ryc. 2 (a, b). Mapy pokrycia i zagospodarowania terenu obszaru uzdrowiskowego Muszyna (2 a) i Inowrocławia (2 b):

1 — granice obszaru uzdrowiskowego; 2 — tereny zieleni wysokiej; 3 — tereny o zwartej zabudowie miejskiej

Maps of vegetation and land use of the Muszyna and Inowrocław (2a and 2b respectively) health resorts:

1 — boundaries of the health resort areas; 2 — areas covered by trees; 3 — urban areas



Pokrycie i zagospodarowanie terenu w Muszynie odznacza się dość dużym udziałem obszarów zieleni wysokiej, a niewielkim zwartej zabudowy miejskiej. W Inowrocławiu zaś udział obszarów zieleni wysokiej i zwartej zabudowy miejskiej jest zbliżony (18% i 15%).

Instytut Geografii i Przestrzennego  
Zagospodarowania PAN Warszawa

#### LITERATURA

- Błażejczyk K., 1978, *Próba oceny klimatu uzdrowiska metodą modelową*,  
Przeł. Geogr. (w druku).
- Strużka V., 1959, *Metody badań bioklimatycznych*, PZLG, 3.

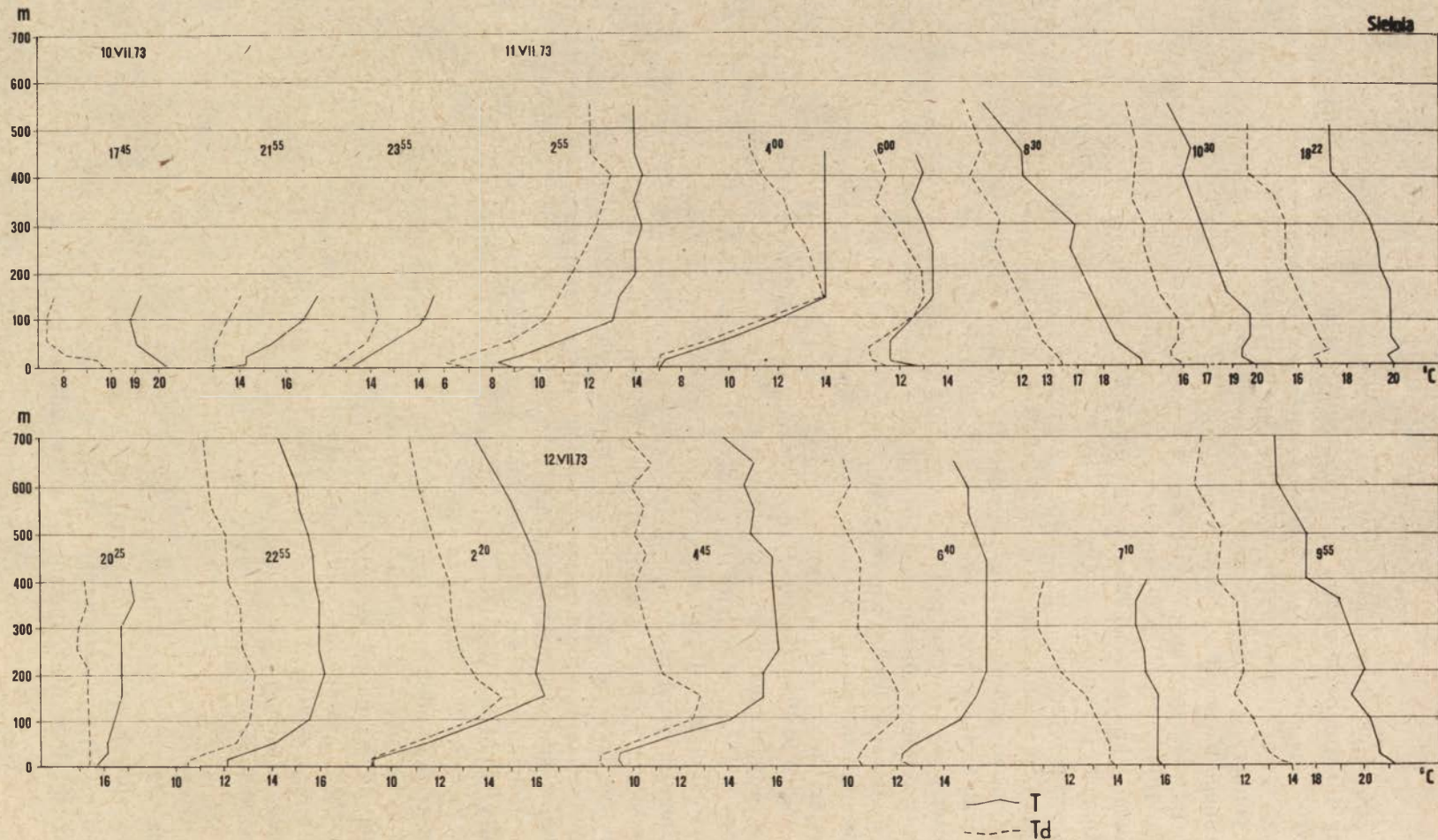
KAZIMIERZ KŁYSIK

## ZNACZENIE RZEŻBY TERENU W FORMOWANIU TERMICZNO-WILGOTNOŚCIOWEJ STRUKTURY WARSTWY GRANICZNEJ

Pogląd o decydującym wpływie rzeźby terenu na kształtowanie się warunków klimatu lokalnego znajduje uzasadnienie w licznych i od dawna prowadzonych terenowych badaniach meteorologicznych. Znajomość cech fizycznych powietrza w dolinach opiera się głównie na pomiarach prowadzonych na stokach oraz obserwacjach wizualnych różnych zjawisk meteorologicznych. Panuje przekonanie, iż atmosfera stoków o grubości kilkunastu metrów różni się znacznie pod względem termiczno-wilgotnościowym od swobodnego powietrza dolin. Świadczy o tym istnienie lokalnych procesów cyrkulacyjnych — osiadania powietrza i spływów grawitacyjnych wychłodzonego powietrza po stokach. Stąd też wnioskowanie o cechach powietrza dolinnego na podstawie pomiarów stokowych obarczone jest pewnym błędem, którego wielkość trudna jest do oszacowania bez zastosowania metod aerologicznych, umożliwiających bezpośredni pomiar temperatury powietrza i jego wilgotności w profilu pionowym. Wyniki badań aerologicznych, przedstawione w pracy, pozwalają dokonać oceny wpływu rzeźby terenu na dobową zmienność stratyfikacji przyziemnych warstw powietrza. Pomiarów wykonywano używając radiosondy A-22-IV podwieszanej do balonów na uwięzi. Wysokość jej określano za pomocą linki mocującej. Przy dużych wysokościach dodatkowym wskaźnikiem kontrolnym były pomiary ciśnienia atmosferycznego. Błąd pomiaru wysokości w tych warunkach był niewielki, a w dolnej 100-metrowej warstwie praktycznie znikomy. Wszystkie serie pomiarów dotyczą przypadków pogody radiacyjno-stagnacyjnej z małymi prędkościami wiatru. Metodę sondowania aerologicznego w warunkach polowych omówiono w pracach (Kłysik 1971; 1977). Główny problem techniczny stanowiło zapewnienie odpowiedniej wentylacji części czujnikowej sondy. Mimo iż konstrukcja przyrządu umożliwia pomiar ciągły, to na określonych wysokościach (zazwyczaj 1, 5; 10, 25, 50, 100 i dalej co 50 m) zatrzymywano sondę do czasu ustabilizowania się odbieranego sygnału. Częstość sondażu w poszczególnych se-

riach pomiarowych, a także ich liczba, uzależnione były od warunków pogody i aktualnych możliwości technicznych. Główną uwagę starano się zwrócić na okres nocy, kiedy przy pogodzie bezchmurnej i bezwietrznej występowała inwersyjna stratyfikacja. Szczególnie często wykonywano pomiary w okresach, kiedy następowała zmiana typu stratyfikacji z dziennego na nocny i odwrotnie.

W terenie równinnym serię badań aerologicznych przeprowadzono w lipcu 1973 (Sielcia); poligonem badawczym był wówczas obszar w sąsiedztwie kilkudziesięciohektarowego zbiornika wodnego na rzece Czarnej Koneckiej. Ponieważ wpływ powierzchni wodnej na strukturę termiczno-wilgotnościową przyziemnych warstw powietrza okazał się niezbyt duży, przyjęto więc, że wyniki tam uzyskane są reprezentatywne dla obszarów równinnych w warunkach pogody radiacyjnej. Zasadniczą serię pomiarów wykonano w dniach 10—12 VII 1973 (ryc. 1). Polska znajdowała się wówczas pod wpływem klina wysokiego ciśnienia, związanego z wyżem azorskim, rozbudowującego się w masie powietrza polarno-morskiego. Intensywne osiadanie powietrza w osi klina sprzyjało formowaniu się w okresie nocy przyziemnych inwersji radiacyjnych. Zanikające zachmurzenie typu konwekcyjnego i znaczny wzrost prędkości wiatru z wysokością były najistotniejszymi cechami dynamiki powietrza w godzinach popołudniowych (sondaż I). Następne dwa sondaże ujawniły istnienie dość silnej inwersji w warstwie do 150 m; powyżej tej wysokości wzrastający silny wiatr uniemożliwił kontynuację pomiarów. Duży przyrost prędkości wiatru z wysokością jest znamioną cechą dynamiki powietrza w pierwszej fazie tworzenia się inwersji. To zjawisko występuje ze szczególną wyrazistością wówczas, kiedy charakter ruchów wielkoprzestrzennych w układzie antycyklonalnym nie spełnia warunków stacjonarności. Istniejące w takiej sytuacji ruchy pionowe, mimo istnienia inwersji, przeciwdziałają intensywnemu spadkowi temperatury powietrza przy powierzchni ziemi; profil termiczno-wilgotnościowy (krzywe  $T$  i  $T_d$ ) z godz. 22<sup>55</sup> mało różni się od rozkładu temperatury i wilgotności powietrza z godz. 23<sup>55</sup>. Postępujące wypromieniowanie ciepła prowadzi jednak nieuchronnie do pogłębiania się inwersji. O godz. 2<sup>55</sup> jej natężenie wynosiło 6°C (przez natężenie inwersji rozumiano różnicę temperatury przy powierzchni ziemi i na górnej jej granicy), miąższość zaś warstwy inwersyjnej wynosiła 200 m. Dalszy zanik wymiany poziomej i pionowej, związany z pogłębianiem się inwersji, doprowadził do powstania mgły w warstwie do 150 m nad gruntem. Jej istnienie opóźnia znacznie zanik inwersji po wschodzie słońca i przedłuża trwanie tzw. inwersji szczątkowej, czego przykładem jest profil z godz. 6<sup>00</sup> (11 VII 1973). Powyżej 150—200 m w ciągu całej nocy, a także innych nocy o podobnym charakterze pogody, kształtowała się zawsze warstwa izotermiczna o znacznej miąższości. Następny sondaż z godz. 8<sup>30</sup> tego dnia ujawnił istnienie adiabatycznego spadku tempe-



Ryc. 1. Krzywe stratyfikacji termiczno-wilgotnościowej w okresie 10–12 VII 1973 r. w Sielpi:

$T$  — temperatura powietrza;  $T_d$  — temperatura punktu rosy

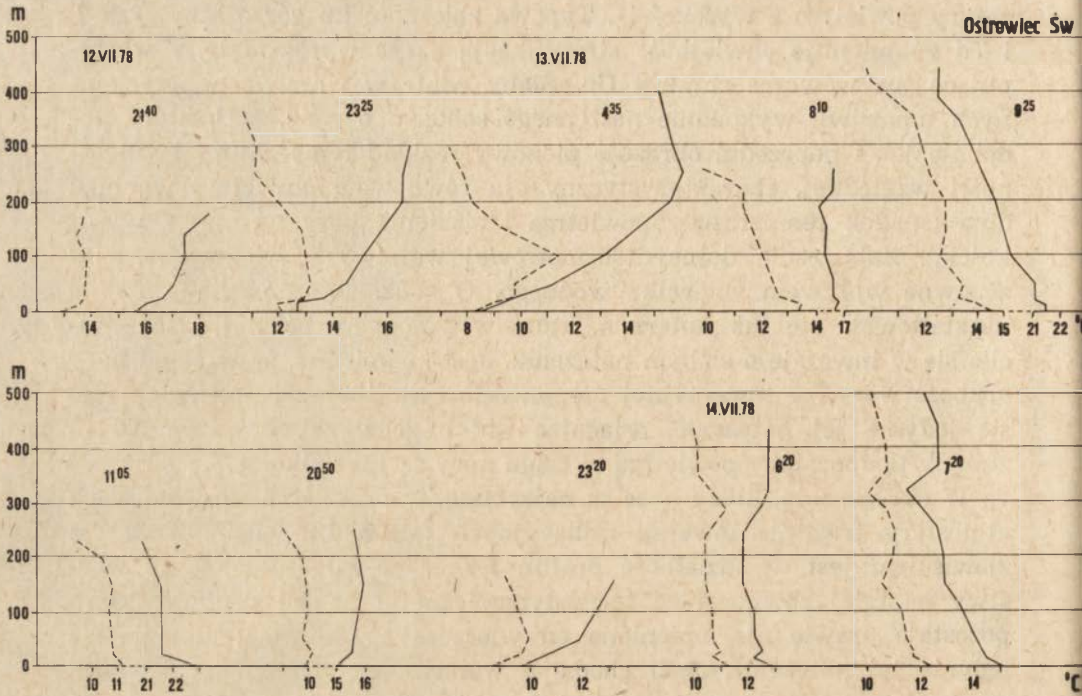
Vertical profiles of air temperature and air humidity in Sielpia, 10–12 July, 1973:

$T$  — air temperature;  $T_d$  — dew-point temperature

ratury powietrza z wysokością. Typowa zbieżność ku górze krzywych  $T$  i  $T_d$  znamionuje chwiejność stratyfikacji, czego wyrazem były występujące już wówczas chmury  $Cu$ . Słaby wiatr w warstwach przyziemnych umożliwił wykonanie następnego sondażu o godz. 10<sup>30</sup>, który podobnie jak i poprzedni obrazuje pionowy rozkład temperatury i wilgotności względnej, charakterystyczny dla równowagi chwiejnej w ciągu dnia (spadek temperatury powietrza i ciśnienia pary wodnej z wysokością). Zaburzenia dolnej 100-metrowej warstwy spowodowane były zapewne wpływem zbiornika wodnego. O godz. 18<sup>22</sup> omawianego dnia ukształtowała się już izotermia, która w 2 godziny później przekształciła się w inwersję o słabym natężeniu. Jest znamienne, że w ciągu nocy grubość warstwy inwersyjnej nie przekroczyła 150—200 m; zwiększyło się jedynie jej natężenie, osiągając 7,5° o godz. 2<sup>20</sup>. Powyżej 150 m zmiany temperatury powietrza w ciągu nocy są już znikome.

W okresie lata, kiedy noce są najkrótsze, w przyziemnych warstwach atmosfery trwałość inwersji radiacyjnych osiąga 12 godzin. Trwałym zjawiskiem jest dwudzielność profilu termiczno-wilgotnościowego warstwy o stałej równowadze termodynamicznej oraz jej grubość, która pozostaje prawie nie zmieniona od wieczora aż do rana; zmienia się jedynie jej natężenie. Jeśli chodzi o warstwę izotermiczną, zalegającą powyżej inwersji, to z początkiem nocy ma ona małą na ogół grubość lub nie występuje w ogóle (w zależności od poziomego gradientu ciśnienia), z biegiem czasu jej grubość wzrasta do kilkuset metrów. Ławice chmur  $Ac$ , które pojawiły się rano w dniu 12 VII 1973, opóźniły zanik równowagi stałej; w warstwie przyziemnej wystąpiła izotermia na skutek powolniejszego nagrzewania się podłoża.

Inną serię pomiarów aerologicznych przeprowadzono w dolinie rzeki Kamiennej koło Ostrowca Świętokrzyskiego w lipcu 1978 r. Szeroka (1—2 km) dolina wcięta jest około 20—40 m poniżej przeciętnego poziomu wysoczyzn. Krawędzie doliny są ostro zarysowane i strome. W okresie badań panował podobny typ pogody jak w czasie poprzednio omówionej serii pomiarów. Najistotniejsze elementy charakterystyki dobowej zmienności stratyfikacji powietrza pozostają tutaj prawie nie zmienione w stosunku do poprzednio omówionej serii badań. Istnieją wszakże pewne istotne modyfikacje wywołane rzeźbą terenu i zaznaczające się w każdym z prezentowanych profili (ryc. 2). Z początkiem nocy, o godz. 21<sup>40</sup> (12 VII 1978), nie osiągnięto górnej granicy inwersji z powodu silnie wzrastającej z wysokością prędkości wiatru. Drugi sondaż wykazał istnienie inwersji do około 200 m nad dnem doliny, przy czym w jej obrębie można bez trudu wyróżnić dwie warstwy: dolną — odpowiadającą powietrzu wewnątrzdolinnemu, szczególnie silnie wychłodzonemu i o dużej wilgotności względnej oraz górną — od 50 do 200 m nad dnem doliny. Jeśli rozpatrywać profil termiczno-wilgotnościowy w kategorii powierzchni nieciągłości, to wyróżnić można tutaj dwie po-



Ryc. 2. Krzywe stratyfikacji termiczno-wilgotnościowej w okresie 12–14 VII 1978 r. w Ostrowcu Świętokrzyskim (dolina Kamiennej), (objaśnienia jak na ryc. 1)

Vertical profiles of air temperature and air humidity in Ostrowiec Świętokrzyski (Kamienka river valley), 12–14 July, 1978 (explanations as in fig. 1)

wierzchnie I stopnia (zmiana wartości pierwszej pochodnej temperatury względem wysokości):

— odpowiadającą w przybliżeniu poziomowi otaczających dolinę wysoczyzn;

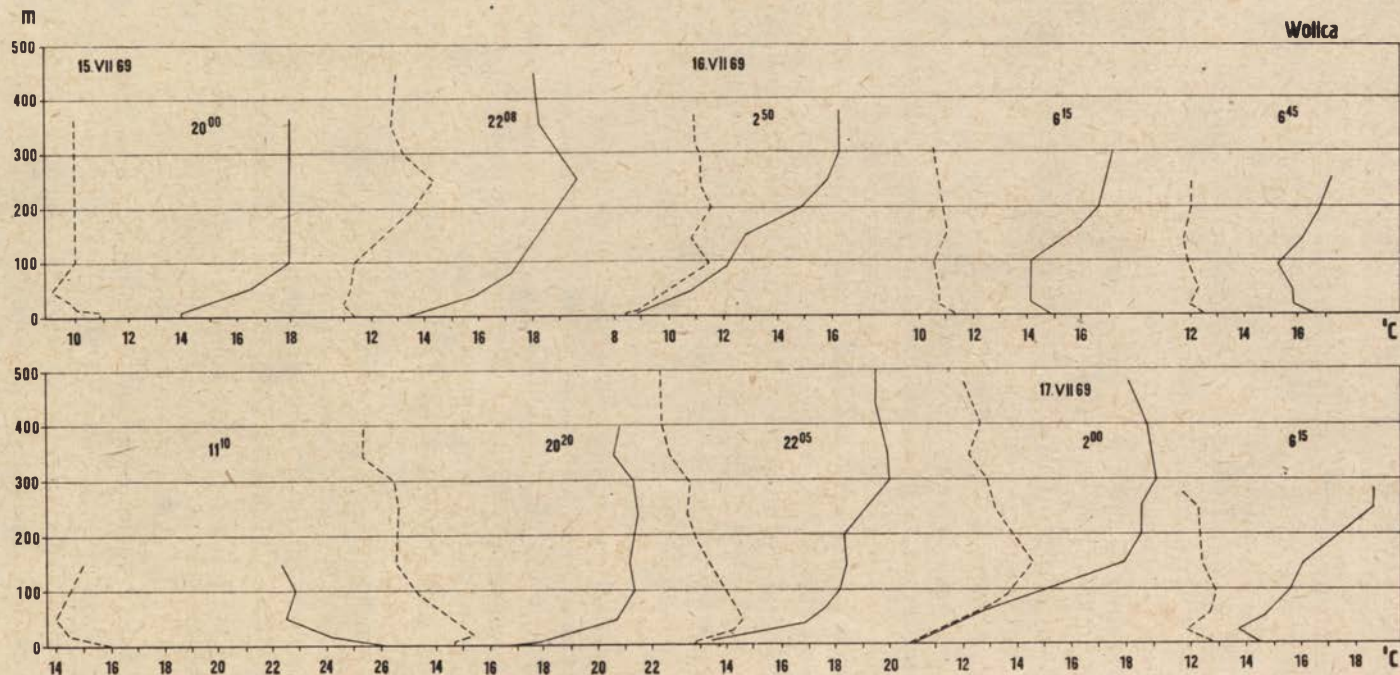
— zalegającą na wysokości około 200 m, a wyznaczającą pionowy zasięg przyziemnej inwersji radiacyjnej.

Sondaż z godz. 4<sup>35</sup> dnia 13 VII, wykonany już po astronomicznym wschodzie słońca, ujawnił istnienie inwersji o miąższości około 250 m i natężeniu 7,5°. Jakkolwiek profil termiczny jest w całej warstwie inwersyjnej wyrównany, to — biorąc pod uwagę rozkład wilgotności powietrza ( $T_d$  lub  $e$ ) — wyróżnić można wyraźne granice poszczególnych warstw powietrza. Istnienie stabilizującej i ograniczającej wymianę poziomą doliny rzecznej odzwierciedla się w profilu pionowym zarówno silnym wychłodzeniem powietrza dolinnego w okresie nocy, jak i ponadadiabaticznymi spadkami temperatury z wysokością w ciągu dnia (sondaż z godz. 11<sup>05</sup>). Druga noc pomiarowa bardzo mało różniła się od poprzedniej; silny wiatr na niedużej wysokości, mimo ciszy w przy-

ziemnej dolnej części profilu, silna inwersja pogłębiająca się aż do godzin rannych, inwersja szczątkowa w stadium zaniku — oto charakterystyczne cechy dynamiki zmian stratyfikacji. Dwa ostatnie sondáže (z godz. 6<sup>20</sup> i 7<sup>20</sup>) ilustrują mechanizm zanikania inwersji; najistotniejszą jego cechą jest przetrwanie, do kilku godzin po wschodzie słońca, górnego fragmentu inwersji radiacyjnej w postaci tzw. inwersji szczątkowej. Już o godz. 6<sup>20</sup> w warstwie do 100 m zaobserwowano charakterystyczny dla okresu dnia spadek temperatury powietrza z wysokością i powiewy wiatru zwiastujące początek rozwoju warstwy konwekcyjnej (warstwy mieszania). Z analizy wykresu sądzić można, że całkowity zanik inwersji szczątkowej nastąpi z chwilą wzrostu temperatury powietrza na wysokości 1,5 m o dalsze 2°. Istotnie pojawiające się na ogół w tym czasie chmury konwekcyjne są wyrazem całkowitej likwidacji termicznej warstwy hamującej, będącej pozostałością inwersji nocnej.

Położenie górnej granicy inwersji nocnej wykazuje względnie małą zależność od rzeźby terenu, a jej miąższość na wysoczyznach jest mniejsza niż w dolinach o grubość powietrza dolinnego. Takie stwierdzenie pozwala na rekonstrukcję krzywych stratyfikacji w obszarach wysoczyznowych, jeśli tylko znana jest wartość temperatury przy powierzchni ziemi w danym miejscu i profil stratyfikacji powietrza nad doliną. Tym sposobem można więc dedukcyjnie analizować stopień przekształcenia profilu pionowego przez rodzaj pokrycia terenu, np. zabudowę i określać jego wpływ na strukturę termiczno-wilgotnościową warstw przyziemnych.

Subregion Chęciński w Górach Świętokrzyskich wyróżnia się dość specyficznymi cechami ukształtowania powierzchni. Pasmowy równoległy układ wzniesień i dolin, o niewielkich wysokościach bezwzględnych, deniwelacje sięgające 120—150 m, to zasadnicze cechy rzeźby tego obszaru. Trzy serie pomiarów aerologicznych wykonano w dolinie Nidy koło Chęcina, która pod względem kształtu jest najlepiej wykształconą wklęsłą formą terenu. Głębokość wcięcia doliny w stosunku do powierzchni wysoczyzn waha się w granicach 30—50 m, przy czym w morfologii terenu zaznaczają się wyraźnie krawędzie ograniczające zasięg dna doliny. Na północ od doliny Nidy rozciąga się pasmo chęcińskie z kulminacją na Górze Zamkowej (350 m n.p.m.). Jedną z serii badań przeprowadzono w dniach 15—17 lipca 1969 r. (ryc. 3). Składa się ona z 10 sondaży i obejmowała okres od godzin wieczornych 15 VII do godzin rannych 17 VII. O godz. 20<sup>00</sup> pierwszego dnia ukształtowana już była inwersja o miąższości 100 m i natężeniu 4°, ponad którą utrzymywała się izotermia. W dwie godziny później warstwa inwersyjna osiągnęła miąższość 250 m, a o świcie następnego dnia — 300 m. Różnica temperatury powietrza między dnem doliny a górną granicą inwersji wynosiła 7,5°. Powietrze zalegające w dolinie było wówczas znacznie bardziej wilgotne (do wysokości 70 m), aniżeli wyżej zalegające powietrze „swo-



Ryc. 3. Krzywe stratyfikacji termiczno-wilgotnościowej w okresie 15—17 VII 1969 r. w Wolicy koło Chęciny (dolina Nidy), (objaśnienia jak na ryc. 1)

Vertical profiles of air temperature and air humidity in Wolica near Chęciny (Nida river valley), 15—17 July, 1969 (explanations as in fig. 1)



bodne” nie związane bezpośrednio z wklęsłą formą terenu. Dwa następne sondáže wykonane o godz. 6<sup>15</sup> oraz 6<sup>45</sup> ujawniły, że zanikanie od dołu inwersji, w wyniku silnego radiacyjnego nagrzewania się podłoża, następuje bardzo szybko — wzrasta miąższość warstwy mieszania aż do zupełnego zaniku inwersji szczątkowej. Zaobserwowany mechanizm zanikania inwersji nocnych jest potwierdzeniem wcześniej opisanego modelu; jego najistotniejszym elementem jest istnienie górnej inwersji szczątkowej jako stadium recesywnego. W ciągu dnia powietrze dolinne wyróżnia się wyjątkowo wysoką temperaturą, co wyraża się w występowaniu ponadadiabatycznych spadków temperatury z wysokością w warstwie do 50 m nad dnem doliny. Granica ta zaznacza się ostro, przynajmniej w pierwszej połowie dnia. Rozwój inwersji przyziemnej w ciągu drugiej nocy kształtował się bardzo podobnie. Dwudzielność profilu pionowego temperatury zaznaczyła się już w czasie sondażu o godz. 20<sup>00</sup> (16 VII), kiedy do wysokości 50 m występowała silna inwersja, powyżej zaś izotermia. O godz. 22<sup>00</sup> miąższość inwersji osiągnęła 300 m, a w jej profilu znalazł również oddźwięk średni poziom wysoczyzn okalających dolinę. Sondaż wykonany przed świtem tej nocy (o godz. 2<sup>00</sup> — 17 VII) pozwolił ustalić, że pionowy zasięg inwersji wynosił około 300 m nad dnem doliny. Różnica temperatury w tej warstwie osiągnęła wartość 9°. Do wysokości około 150 m (poziom kulminacji pasm górskich) ukształtował się prawie wyrównany gradient temperatury wynoszący +4°C/100 m, a w najniższej dolinnej warstwie powietrza wystąpiła mgła. Jej pionowy zasięg nie przewyższał kulminacji okolicznych wysoczyzn i wzniesień — był ściśle uzależniony od rzeźby terenu. Wystąpienie mgły opóźniło proces zanikania inwersji, jest więc ona czynnikiem o charakterze konserwatywnym. O ile w ciągu pierwszej nocy (o godz. 6<sup>15</sup>) dolna granica inwersji szczątkowej znajdowała się na wysokości 100 m, to podczas następnego dnia o tej porze dopiero w najniższej kilkunastometrowej warstwie obserwowano symptomy tworzenia się warstwy mieszania.

Odmienny rytm dobowego przebiegu temperatury, opóźnienie występowania dobowych maksimów i minimów z wysokością, wielkość amplitud itd. sugeruje, że na wysokości średniego poziomu wysoczyzn istnieje wyraźna granica między warstwami powietrza o różnych cechach fizycznych. Uzasadniony jest wobec tego wniosek, że wspomniana granica stanowi w typie pogody radiacyjnej pewną barierę turbulencyjną, decydującą o intensywności pionowej i poziomej wymiany powietrza. Większy zasięg pionowy nocnych inwersji radiacyjnych w obszarze checińskim aniżeli w dolinie Kamiennej i w terenie równinnym wynika ze stabilizującej roli ułożonych pasmowo wzniesień Gór Świętokrzyskich, które osłabiają wymianę poziomą powietrza w warstwach przyziemnych, a jednocześnie ożywiają wymianę pionową w okresie nocy, kiedy rozległe powierzchnie stoków alimentują niżej położone obszary zimnym,



Ryc. 4. Krzywe stratyfikacji termiczno-wilgotnościowej w okresie 23—25 VII 1972 r. w dolinie Brennicy (Beskid Śląski), (objaśnienia jak na ryc. 1)

Vertical profiles of air temperature and air humidity in the Brenna valley (Beskid Śląski), 23—25 July, 1972 (explanations as in fig. 1)

radiacyjnie wychłodzonym powietrzem. Zwiększona możliwość radiacyjnego wychładzania się powietrza i jego ruchliwość prowadzi w konsekwencji do wzrostu pionowego zasięgu inwersji termicznych w miarę wzrostu wysokości względnych.

Kilka serii pomiarów aerologicznych wykonano w lipcu 1972 r. w dolinie Brennicy w Beskidzie Śląskim (ryc. 4). Długa na kilkanaście kilometrów dolina stanowi oś zamkniętego działami wodnymi systemu dolin o dość stromych stokach. Dna dolin leżą w przedziale wysokości 350—500 m n.p.m., tj. około 300—500 m poniżej przeciętnego poziomu okalających je wzniesień. Punkt pomiarowy, w którym wykonywano wloty aerologiczne, znajdował się w środkowej części doliny na wysokości 400 m n.p.m. w pobliżu koryta rzeki. W okresie badań południowa część Polski znajdowała się pod wpływem wyżu znad Europy wschodniej, który sterował napływem powietrza polarno-kontynentalnego ze wschodu. Dnia 23 VII o godz. 21<sup>25</sup>, w dwie godziny po rzeczywistym zachodzie słońca, w dolinie istniała słaba inwersja o miąższości 350 m, powyżej której utrzymywał się spadek temperatury powietrza, charakterystyczny dla okresu dnia. Małe natężenie inwersji spowodowane było występującym jeszcze w godzinach przedwieczornych zachmurzeniem (8/10 Sc, Ac) szybko zanikającym. Po godz. 22<sup>00</sup> utrzymywało się ono tylko nad wierzchołkami Klimczoka. W ciągu całej nocy pionowy zasięg inwersji pozostał niezmienny i utrzymywał się ciągle na poziomie nawiązującym do przeciętnej wysokości szczytów okalających dolinę. Tę prawidłowość potwierdzają także inne pomiary wykonane w ciągu wielu nocy w dolinie Brennicy. Pionowy profil temperatury powietrza, a także wilgotności względnej w warstwie inwersyjnej, nie wykazuje jednakże jednorodności w obrębie powietrza dolinowego; na pewnych wysokościach występują — utrzymujące się w sposób stały — powierzchnie nieciągłości, gdzie pionowy gradient temperatury powietrza lub jego wilgotności zmienia gwałtownie swą wartość. Położenie tych powierzchni wyznaczają charakterystyczne cechy kształtu doliny, przewężenia w jej biegu, spłaszczenia stoków itp. Określają one charakter dynamicznej aktywności powietrza w dolinie.

Należy zwrócić uwagę na implikacje, jakie z faktu zastosowania metod aerologicznych do badań klimatu lokalnego wynikają dla sposobów genetycznej klasyfikacji klimatycznej. Istnienie w profilu termiczno-wilgotnościowym powietrza dolinowego, zwłaszcza w warunkach pogody radiacyjno-stagnacyjnej, wyraźnych powierzchni nieciągłości I stopnia wskazuje na zróżnicowaną aktywność dynamiczną powietrza w obrębie poszczególnych warstw. Stwierdzenie to dotyczy głównie typu pogody radiacyjnej, kiedy zróżnicowanie warunków meteorologicznych w dolinie osiąga największe rozmiary; znajduje ono jednakże potwierdzenie także w innych typach pogód, wyrażające się np. zróżnicowaniem prędkości wiatru w różnych strefach wysokościowych. Szczególnie

wyraźnie strefy różnej aktywności dynamicznej powietrza rysują się w okresie pogodnych nocy, kiedy funkcjonuje system lokalnej cyrkulacji atmosfery. Dla przykładu, w dolinie Brennicy na wysokości około 80—100 m nad dnem doliny występuje często pewien skok termiczny, wyznaczający pionowy zasięg wybitnie chłodnego i stabilnego powietrza podpiętrzonego występującym w profilu doliny przewężeniem. Jest charakterystyczne, że powietrze powyżej 100 m nad dnem doliny nigdy w czasie badań nie osiągnęło stanu nasycenia (mgły radiacyjne), co wskazuje na odrębność cech powietrza rozdzielonego wspomnianą granicą. Tak więc wyróżnione powierzchnie nieciągłości stanowią pewne bariery turbulencyjne określające pionową, a także poziomą wymianę powietrza i mogą być uznane za granice określonego typu klimatu. W tym ujęciu granicami typów klimatu są realnie istniejące strefy nieciągłości, stanowiące wyraz kształtowania się warunków meteorologicznych w skali całej doliny.

Istotnym problemem kartowania klimatycznego jest interpolacja i ekstrapolacja danych. Badania terenowe dostarczają na ogół danych charakterystycznych dla pewnych punktów terenowych — zadanie zaś polega na wydzieleniu jednostek przestrzennych oraz ustaleniu przebiegu ich granic (tj. w pojmowaniu klimatologicznym stref przejściowych). Metody interpolacji i ekstrapolacji formalnej są tutaj często zawodne, zwłaszcza na obszarach o urozmaiconej rzeźbie. Wykorzystuje się więc zasadę analogii w kształtowaniu się warunków klimatycznych w takich samych lub podobnych warunkach terenowych (topograficznych). Wydzielanie jednostek klimatycznych odbywa się wówczas z reguły przez nawiązanie do cech morfologii terenu i ma w znacznej mierze charakter subiektywny. Metody aerologiczne, przez określenie położenia granic klimatycznych w przestrzeni (porównanie z pomiarami stokowymi, dodatkowe wzloty aerologiczne w innych punktach doliny), stwarzają w tym względzie bardziej obiektywną podstawę podziału. Jest to bardziej uzasadnione, jeśli stwierdzona pomiarami stokowymi stałość oddziaływań lokalnych w danych warunkach nadaje walor klimatologiczny na ogół krótkookresowym badaniom terenowym. W podobnych warunkach makropogodowych lokalne zróżnicowanie warunków meteorologicznych osiąga bowiem podobne formy i rozmiary.

Wśród metod regionalizacji fizyczno-geograficznej, przy wyborze kryteriów wyodrębniania określonych jednostek przestrzennych, funkcjonuje m. in. zasada dominacji. Sprowadza się ona do uznania określonego czynnika czy procesu za decydujący o istnieniu pewnych jednostek terytorialnych. W klimatologii zasada ta odgrywa istotną rolę. Jej przykładem jest np. wydzielenie pięter klimatycznych w górach na podstawie kryterium termicznego (Hess 1965). Takie ujęcie problemu zapobiega występującemu niekiedy „eklektyzmowi” czy wręcz „synkretyzmowi” w ustalaniu kryteriów podziałów klimatycznych, a jednocze-

śnie — za pomocą określenia związków temperatury powietrza z innymi elementami klimatu — daje pełny i kompletny obraz stosunków klimatycznych.

Przyjmując ten tok postępowania w świetle przedstawionych wyników badań, za główne kryterium wydzielenia typów klimatu lokalnego można uważać aktywność dynamiczną powietrza, którą w danej chwili określić można jedynie jakościowo. Rozszerzenie tego typu badań o pionowy profil prędkości wiatru umożliwiłoby zapewne wypracowanie także kryteriów ilościowych. Istotną cechą tak wydziałonych typów klimatu jest także i to, że nawiązują one genetycznie do występowania piętrowości klimatycznej w górach. Natężenie aktywności dynamicznej powietrza — intensywności wymiany masy ze swobodną atmosferą — stanowi bowiem jeden z procesów określających jej istnienie.

Instytut Geografii Uniwersytetu Łódzkiego

#### LITERATURA

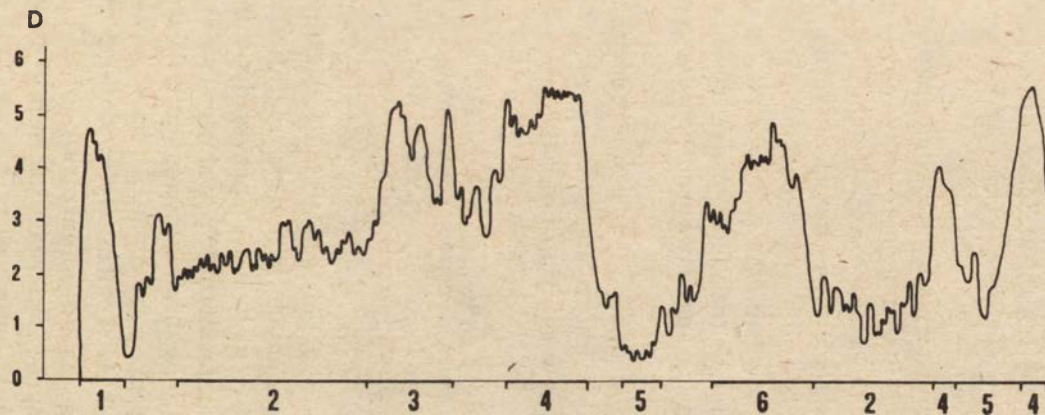
- Hess M., 1965, *Piętra klimatyczne w polskich Karpatach Zachodnich*, Zesz. Nauk. UJ, Pr. Geogr., 26.
- Kłysik K., 1971, *Z badań nad stratyfikacją powietrza w Dolinie Wilkowskiej*, Przegl. Geofiz., 1—2.
- 1977, *Podstawy klasyfikacji klimatycznej obszarów górzystych w skali lokalnej*, Zesz. Nauk. UŁ, 2, 5.
- Koch H. G., 1961, *Die warme Hangzone. Neue Anschauungen zur nächtlichen Kaltluftschichtung in Tälern und an Hängen*, Zeitschr. für Meteorologie, 15, 1—6.
- Obrębska-Starkłowa B., 1969, *Mezoklimat potoków Jaszce i Jamne*, PAN, Zakł. Ochrony Przyrody, Studia Naturae, A, 3.
- Parczewski W., 1971, *Termiczno-dynamiczna równowaga pionowa powietrza w Polsce*, Pr. PIHM, 102.
- Paszyński J., 1966, *Klimat okolic Pińczowa*, Pr. Geogr. IG PAN, 47.
- Sonkin L., 1965, *Godowej chod i sinoptičeskaja obuslovennost tiempieraturnych profiliej w niżnom 500-metrowom stoje*, Trudy GGO, 172.

MARIA WANDA KRAUJALIS

## ZRÓŻNICOWANIE WARUNKÓW TERMICZNYCH PODŁOŻA ATMOSFERY NA OBSZARZE MIASTA

W wyniku porozumienia Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN z Instytutem Kształtowania Środowiska, finansującym badania w ramach problemu PR 5 pt. „Kompleksowy rozwój budownictwa mieszkaniowego”, podjęto w IGiPZ PAN badania wpływu zabudowy na warunki termiczne (jako zadania cząstkowego w wym. problemie). Terenem badań jest fragment Warszawy, reprezentujący różne formy użytkowania ziemi i różne kategorie zabudowy. Obejmuje on około 72 km<sup>2</sup> powierzchni wzdłuż profilu północ—południe od Placu Zamkowego przez Krakowskie Przedmieście, Nowy Świat, Aleje Ujazdowskie, przez Śródmieście i Mokotów po Las Kabacki, pomiędzy ulicami: Marszałkowską i Puławską od strony zachodniej, do brzegów Wisły po stronie wschodniej. Na badanym obszarze występują dwie zasadnicze jednostki morfologiczne: doliny rzeczne i fragment równiny (wysoczyzny) polodowcowej, odcinającej się skarpią od terenów niżej położonych. W obrębie głównej doliny Wisły można wyróżnić taras zalewowy, a na nim starorzecza, w których płyną rzeka Wilanówka i drobne ciekiby bez nazwy; szersze obniżenia starorzeczy wypełniają niewielkie jeziora, w tym Jezioro Czerniakowskie. W wyniku erozji zbocza wysoczyzny powstały niezależnie od siebie dolinki erozyjno-denudacyjne, z których największą jest Dolinka Służewiecka. Ponadto w morfologii terenu, na obszarze nie zabudowanym, występują liczne przekształcenia rzeźby pochodzenia antropogenicznego (wykopy, nasypy i fosy niewielkich rozmiarów).

**Metoda badań.** W celu otrzymania w miarę równoczesnego obrazu rozkładu horyzontalnego temperatury powierzchni czynnej wybrano metodę, polegającą na rejestracji emisji cieplnej podłoża atmosfery za pomocą aparatury termowizyjnej. Obraz termalny wykonano podczas pogodnych radiacyjnych nocy, kiedy można było oczekiwać maksymalnych gradientów horyzontalnych. Aparatura produkcji szwedzkiej „Thermoprofile THP-1” firmy AGA zainstalowana była na pokładzie samolotu IŁ-14. Prędkość lotu podczas wykonywanych badań wy-



Ryc. 1. Wykres gęstości optycznej (D):

1 — las; 2 — uprawy; 3 — zabudowa (luźna); 4 — woda; 5 — łąki; 6 — obiekt przemysłowy

Optical-density diagram (D):

1 — forest; 2 — fields; 3 — buildings; 4 — water-surface; 5 — meadows; 6 — power-station

nosiła 300 km/godz., a wysokość lotu nad powierzchnią badanego terenu — 840 m. Szerokość analizowanego terenu wynosiła około 1300 m, skala negatywów termogramów — około 1 : 60 000.

W trakcie wykonywania badań prowadzono jednocześnie pomiary naziemne temperatury różnych powierzchni i powietrza ponad nimi na wysokości 1,5 m zwykłymi termometrami rtęciowymi w kilkunastu punktach miasta. Pomiary lotnicze, obrazy termalne i ich interpretację wykonał na zlecenie IGiPZ PAN według koncepcji autorki zespół pracowników Instytutu Geodezji i Kartografii Ośrodka Przetwarzania Obrazów Lotniczych i Satelitarnych.

Analiza fototonów obrazów termalnych została przeprowadzona metodą mikrofotometryczną na instrumencie firmy Joyce Loebel Microfotometr CS-3. Porównanie punktów o znanej temperaturze (z pomiarów naziemnych) z odpowiadającą im gęstością optyczną obrazu termalnego pozwoliło na wyznaczenie, dla różnego typu powierzchni, współzależności statystycznych i równań (dla powierzchni trawy, wody, betonu, asfaltu itp.). Otrzymano w rezultacie szereg równań użytych następnie do obliczeń temperatury analizowanego podłoża i występujących na nim obiektów.

Rycina 1 przedstawia przykład wykresu gęstości optycznej (D) z fragmentu obrazu termalnego sąsiadujących ze sobą różnych typów powierzchni czynnej: lasów, upraw rolnych, łąk, zabudowy, obiektów przemysłowych i powierzchni wodnych. Widoczne jest na nim znaczne zróżnicowanie przedstawianego zjawiska, przy czym wyższe temperatury są cechą charakterystyczną nie tylko terenów zabudowanych, ale także powierzchni leśnych i wodnych, natomiast najniższe występują na wilgotnych łąkach i niektórych typach użytków rolnych.

Wyniki i sposoby ich prezentacji. Technika termowizji nie ma jeszcze tradycji w polskich badaniach klimatologicznych. Brakuje dotychczas wypracowanych metod kartograficznego przedstawiania otrzymanych wyników, nieliczne są przykłady z innych krajów. Wykonane mapy warunków termicznych podłoża (w skali 1 : 25 000) przedstawiają obraz termalny wybranego fragmentu Warszawy, uogólniony zgodnie z założeniem programowym, w skali mezoklimatycznej. Podstawą wykonania map była analiza wykresów gęstości optycznej (tzw. densitogramów) z całego badanego obszaru.

Zdjęcia obrazów termalnych i mikrodensitogramy z negatywów pozwalają na dokładne określenie temperatury powierzchni czynnej wielu obiektów, które trudno jest przedstawić oddzielnie na mapie w podanej wyżej skali. W związku z tym wykonano zestawienia tabelaryczne szeregu wartości ilustrujących przestrzenne zróżnicowanie termalne powierzchni podłoża atmosfery, wynikające głównie ze zróżnicowania w użytkowaniu gruntów. Obiekty zabudowy i powierzchnie pokryte materiałami budowlanymi były z reguły o co najmniej 6,0—8,0°C cieplej-



sze od gruntów ornych i łąk; dotyczy to warunków maksymalnego wypromieniowania po zachodzie słońca w okresie letnim i jesiennym.

Porównując horyzontalne zróżnicowanie temperatury podłoża badanego obszaru, można zauważyć bardziej urozmaicony rozkład w okresie letnim niż w jesiennym, choć w obu przypadkach maksymalne różnice były rzędu 9,0—10,0°C. Bogatsza roślinność w lecie, w różnym stopniu emitująca ciepło, zwiększa zróżnicowanie przestrzenne powierzchni czynnej. Najwyższe temperatury, poza powierzchnią Wisły (rejestrowano maksymalne wartości rzędu 24,0°—24,4°C), miały wówczas budynki śródmieścia, część osiedla Sadyba (zabudowa wielorodzinna) i Stegny, główne ulice i place w centrum (Plac Teatralny, Plac Dzierżyńskiego, Plac Konstytucji). Bardziej zróżnicowany termicznie był Plac Defilad. Niższe wartości obserwowano na terenach zielonych: trawniki w śródmieściu miały temperaturę powierzchni w granicach 21,0—22,0°C, parki w śródmieściu 19,5—22,5°C, park nad Wisłą na Powiślu — 18,0°, Pole Mokotowskie — 19,0—21,0°. Zieleń wśród zabudowy miała temperaturę powierzchni około 20,0°, ale obserwowano także w tym typie użytkowania miejsca chłodniejsze: 16,5—18,0°C. Najniższe temperatury występowały na łąkach w południowo-zachodniej części badanego obszaru, w obniżeniach dolinnych i podskarpowych, bez zabudowy (ok. 16,0°) oraz na terenach otwartych Służew — wycięgi konne (15,0°).

**Wnioski.** Analizując rozkład przestrzenny emisji ciepła podłoża atmosfery na obszarze miasta, można by zadać pytanie, po co prowadzi się badania w tym zakresie? Warunki termiczne są tu takie, jakich można oczekiwać, jeśli weźmie się pod uwagę procesy fizyczne, z których wynikają; niejednorodna powierzchnia, na którą pada promieniowanie słoneczne, nie może akumulować go w sposób jednolity. Im mniejsza jednorodność tej powierzchni, tym wyższy stopień zróżnicowania akumulacji ciepła, a w konsekwencji — różny stopień nagrzewania się i w jego wyniku różna wielkość emisji cieplnej. Takie prawidłowości są nam znane z punktu widzenia mechanizmów klimatotwórczych i roli ukształtowania podłoża oraz jego warunków fizycznych w działaniu tych mechanizmów. Rzecz jest więc nie w wynikach jakościowych, możliwych do przewidzenia.

Dążeniem współczesnych badań środowiska geograficznego w ogóle, nie tylko w odniesieniu do klimatu, jest z jednej strony ciągle poszukiwanie (coraz doskonalszych metod, z drugiej — uściślanie) informacji o znanych jakościowo elementach i czynnikach, jak też szukanie sposobów doboru właściwych form prezentacji wyników, tak aby mogły być one wykorzystane w działaniach praktycznych.

Wnioski końcowe dotyczą dwóch zakresów:

1. W zakresie metody — wykorzystanie termowizji jest postępowaniem wobec dawniej stosowanych metod, ze względu na możliwość zdalnego uzyskania obrazu zróżnicowania horyzontalnego badanej przestrzeni.

Uzyskany obraz może być w efekcie pomocny przy wskazaniu terenów bardziej zróżnicowanych i wymagających ewentualnie dokładniejszych badań i to takich, na podstawie których można by uogólniać uzyskane wyniki dla większej przestrzeni. Możliwość zastosowania fotografii lotniczej i analizy wielospektralnej wzbogaca metodycznie i poznawczo badania środowiska geograficznego.

2. Rozpoznając ilościowo warunki badanego obszaru w skrajnych sytuacjach atmosferycznych, uzyskujemy granice liczbowe badanego zjawiska i maksymalne gradienty horyzontalne (w rzucie poziomym). Możemy wówczas określić dla założonych stanów atmosfery, ilości ciepła oddawane przez wybrane obiekty podłoża i ocenić potencjalny wpływ obiektów wprowadzonych do środowiska w wyniku działań gospodarczych, na warunki termodynamiczne ich otoczenia.

Instytut Geografii i Przestrzennego  
Zagospodarowania PAN, Warszawa

EDWARD MICHNA  
STANISŁAW PACZOS  
ANDRZEJ ZINKIEWICZ

## Z METODYKI BADAŃ KLIMATU LOKALNEGO OBSZARU LUBELSKIEGO ZAGŁĘBIA WĘGLOWEGO

Zespół pracowników Zakładu Meteorologii i Klimatologii Instytutu Nauk o Ziemi UMCS prowadzi od 1973 r. badania klimatu lokalnego na obszarze Lubelskiego Zagłębia Węglowego (LZW). Celem tych badań jest poznanie stosunków termicznych, wilgotnościowych i anemologicznych, koniecznych do opracowania szczegółowej mapy klimatyczno-bonitacyjnej w podziale 1 : 10 000 i 1 : 25 000 na potrzeby zagospodarowania przestrzennego.

Na obszarze LZW zainstalowano sieć punktów pomiarowych w miejscach najbardziej reprezentatywnych dla głównych form morfologicznych badanego terenu, takich jak: obszary wierzchowinowe, zbocza dolin, dna dolin oraz zagłębienia bezodpływowe. W wybranych stałych punktach prowadzono ciągłą rejestrację temperatury i wilgotności powietrza za pomocą termohigrografów tygodniowych, umieszczonych w klatkach meteorologicznych na wysokości 150 cm nad gruntem. Przeprowadzano także pomiary jedno- lub kilkudniowe w okresie dnia (w godz. 7—19<sup>00</sup>) i w ciągu doby (w godz. 19—19<sup>00</sup>) temperatury i wilgotności powietrza za pomocą psychrometrów aspiracyjnych Assmanna na wysokościach 5, 50 i 150 cm nad gruntem, temperatury gleby na głębokości 5 i 20 cm oraz kierunku i prędkości wiatru na wysokości 150 cm anemometrem ręcznym typu ACO. Obserwacje prowadzone były w okresie utrzymywania się pogody antycyklonalnej, o małym zachmurzeniu, słabym wietrze, jak też podczas utrzymującej się pogodzie cyklonalnej z dużym zachmurzeniem. Tak zaplanowane pomiary umożliwiły uchwycenie zarówno największego, jak i najmniejszego zróżnicowania klimatu lokalnego i mikroklimatu poszczególnych form terenu. Wszystkie pomiary wykonywane były wyłącznie nad trawą, której wysokość nie przekraczała 10 cm. Stanowiska pomiarowe lokalizowane były w typowych dla omawianego terenu formach morfologicznych wzdłuż wybranych profili. Równocześnie z tymi badaniami prowadzono analo-

giczne pomiary na stacji reperowej w Łęcznej, znajdującej się na płaskiej odkrytej wierzchołynie.

Przeprowadzano też pomiary patrolowe na kilku wyznaczonych trasach w 5—7 punktach pomiarowych wzdłuż każdej z nich; w 15-minutowych odstępach i w godzinach: 6<sup>15</sup>—7<sup>45</sup>, 12<sup>15</sup>—13<sup>45</sup>, 18<sup>15</sup>—19<sup>45</sup>. Pomiary obejmowały przygruntową warstwę powietrza do wysokości 150 cm i dotyczyły temperatury i wilgotności powietrza. Aby otrzymać materiał porównywalny, zastosowano redukcję danych z pomiarów patrolowych do głównych terminów obserwacyjnych, tj. do godz. 7<sup>00</sup>, 13<sup>00</sup> i 19<sup>00</sup>, zakładając przy tym, że spadek lub wzrost temperatury i wilgotności powietrza jest taki jak na stacji reperowej w Łęcznej.

W celu uzyskania rozkładu przestrzennego temperatury minimalnej powietrza instalowano termometry minimalne na wysokości 5 cm nad gruntem (bez osłony) w 30 punktach zlokalizowanych na obszarach o charakterystycznych formach morfologicznych. Równocześnie z tymi badaniami kartowano wizualnie zasięgi mgieł radiacyjnych.

Ponadto w kilkunastu punktach prowadzono pomiary zapylenia powietrza metodą sedymentacyjną (próby w słojach Wecka z jednego miesiąca) oraz konimetryczną.

Analiza uzyskanych wyników wykazała, że nawet na tak mało zróżnicowanym hipsometrycznie obszarze (wys. bezwzgl. 155—185 m n.p.m.) dość wyraźnie zaznacza się zróżnicowanie termiczne i wilgotnościowe. Przykładem tego są średnie dzienne, nocne i dobowe wartości temperatury powietrza, wilgotności względnej oraz temperatury gleby dla wybranych form terenu (tab. 1, 2, 3). Za średnią dzienną wartość badanych elementów meteorologicznych przyjęto średnią arytmetyczną z pomiarów o godz. 7<sup>00</sup>, 9<sup>00</sup>, 11<sup>00</sup>, 13<sup>00</sup>, 15<sup>00</sup> i 17<sup>00</sup>, za średnią zaś nocną z godz. 19<sup>00</sup>, 21<sup>00</sup>, 23<sup>00</sup>, 1<sup>00</sup>, 3<sup>00</sup> i 5<sup>00</sup>, a za średnią dobową — z 13 pomiarów wykonywanych co 2 godziny od 19<sup>00</sup> do 19<sup>00</sup> następnego dnia.

Zróżnicowanie wartości i przebiegu dobowego temperatury i wilgotności powietrza, temperatury gleby oraz prędkości wiatru, a także zasięgów mgieł radiacyjnych, było podstawą konstrukcji mapy klimatyczno-bonitacyjnej (ryc. 1). Przystępując do klasyfikacji klimatycznej terenu LZW, szukano takiej metody, by otrzymany obraz był przejrzysty, niezbyt skomplikowany, a jednocześnie zadowalający pod względem stopnia szczegółowości. Rozpatrzono kilka metod klasyfikacyjnych: A. Gregora (1944), który na podstawie zróżnicowania ekspozycji zboczy i stosunków anemometrycznych wydzielił dla celów osadniczych i wypoczynkowych 20 typów mikroklimatycznych; K. Knocha (1949) proponującego 5 klas bez charakterystyki ilościowej: warunki normalne, dogodne, szczególnie dogodne, niedogodne i bardzo niedogodne; J. Paszyńskiego i M. Kluge (1973), którzy opracowali klucz do określania zróżnicowania topoklimatycznego na podstawie morfologii i użytkowania terenu; J. Podluc-

Tabela 1

Średnie dzienne, nocne i dobowe wartości temperatury powietrza (°C) dla wybranych stanowisk pomiarowych w Ostrówku

Mean day's, night's and daily values of air temperature (°C) for some measurement points in Ostrówek

Nr stanowiska pomiarowego No. of the measurement point	Forma morfologiczna terenu Morphological landform	Pogoda z małym zachmurzeniem Light overcast weather 10/11 VI 1977					
		średnia dzienna day's mean		średnia nocna night's mean		średnia dobowa daily mean	
		5 cm	150 cm	5 cm	150 cm	5 cm	150 cm
1	wierzchowina upland	24,5	25,3	15,4	17,4	19,8	21,1
14	wierzchowina upland	25,0	25,2	14,2	16,6	19,5	20,7
	różnica (14-1) difference	0,5	-0,1	-1,2	-0,8	-0,3	-0,4
12	wierzchowina — las upland — forest	23,7	24,2	17,0	17,7	20,2	20,7
	różnica (12-1) difference	-0,8	-1,1	1,6	0,3	0,4	-0,4
13	dno doliny valley bottom	24,4	24,4	14,4	16,3	19,3	20,1
	różnica (13-1) difference	-0,1	-0,9	-1,0	-1,1	-0,5	-1,0
15	obniżenie bezodpływowe closed basin	24,6	24,7	12,5	14,9	18,5	19,7
	różnica (15-1) difference	0,1	-0,6	-2,9	-2,5	-1,3	-1,4
		Pogoda z dużym zachmurzeniem Heavy overcast weather 27/28 VI 1977					
1	wierzchowina upland	17,8	17,4	11,2	11,8	14,5	14,7
14	wierzchowina upland	19,3	17,9	10,1	11,6	14,6	14,8
	różnica (14-1) difference	1,5	0,5	-1,0	-0,2	0,1	0,1
12	wierzchowina — las upland — forest	17,1	16,9	11,9	12,1	14,7	14,7
	różnica (12-1) difference	-0,7	-0,5	0,7	0,3	0,2	0,0
13	dno doliny valley bottom	17,1	17,0	10,9	11,4	14,1	14,3
	różnica (13-1) difference	-0,7	-0,4	-0,3	-0,4	-0,4	-0,4
15	obniżenie bezodpływowe closed basin	18,6	17,3	10,7	12,0	14,5	14,6
	różnica (15-1) difference	1,2	-0,1	-0,5	0,2	0,0	-0,1

Średnie dzienne, nocne i dobowe wartości wilgotności względnej powietrza (%) dla wybranych stanowisk pomiarowych w Ostrówku

Mean day's, night's and daily values of relative air humidity (%) for some measurement points in Ostrówek

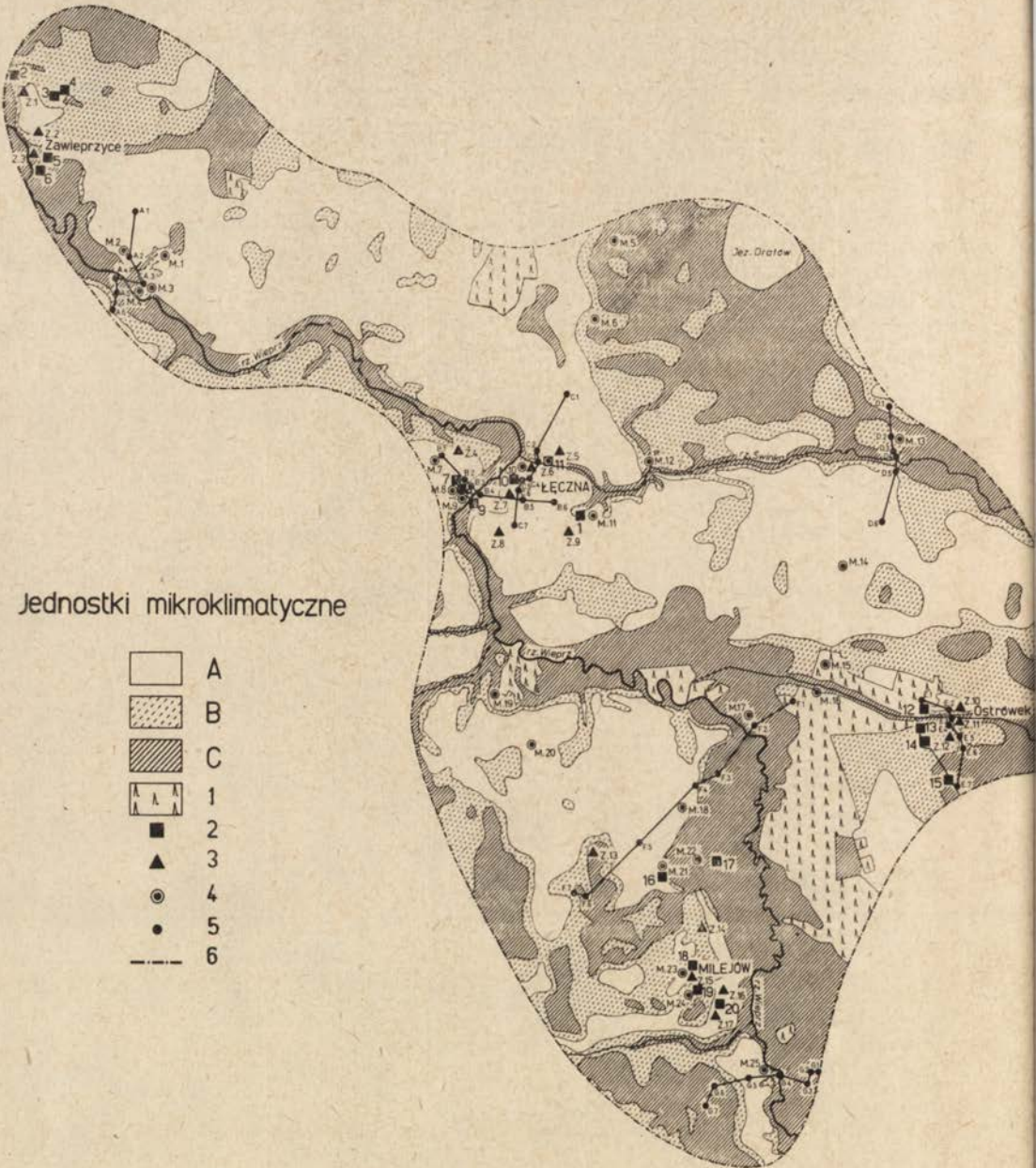
Nr stanowiska pomiarowego No. of the measurement point	Forma morfologiczna terenu Morphological landform	Pogoda z małym zachmurzeniem Light overcast weather 10/11 VI 1977					
		średnia dzienna day's mean		średnia nocna night's mean		średnia dobowa daily mean	
		5 cm	150 cm	5 cm	150 cm	5 cm	150 cm
1	wierzchowina upland	64	50	91	77	79	65
14	wierzchowina upland	67	53	92	80	81	68
	różnica (14-1) difference	3	3	1	3	2	3
12	wierzchowina — las upland — forest	67	59	84	74	77	69
	różnica (12-1) difference	3	9	-7	-3	-2	4
13	dno doliny valley bottom	68	55	94	80	82	69
	różnica (13-1) difference	4	5	3	3	3	4
15	obniżenie bezodpływowe closed basin	65	57	97	87	82	72
	różnica (15-1) difference	1	7	6	10	3	7
		Pogoda z dużym zachmurzeniem Heavy overcast weather 27/28 VI 1977					
1	wierzchowina upland	63	52	84	77	74	64
14	wierzchowina upland	58	52	90	77	76	64
	różnica (14-1) difference	-5	0	6	0	2	0
12	wierzchowina — las upland — forest	57	51	81	75	69	63
	różnica (12-1) difference	-6	-1	-3	-2	-5	-1
13	dno doliny valley bottom	61	53	85	79	73	66
	różnica (13-1) difference	-2	1	1	2	-1	2
15	obniżenie bezodpływowe closed basin	64	49	85	72	76	62
	różnica (15-1) difference	1	-3	1	-5	2	-2

Tabela 3

Średnie dzienne, nocne i dobowe wartości temperatury gleby (°C) dla wybranych stanowisk pomiarowych w Ostrówku

Mean day's, night's and daily values of soil temperature (°C) for some measurement points in Ostrówek

Nr stanowiska pomiarowego No. of the measurement point	Forma morfologiczna terenu Morphological landform	Pogoda z małym zachmurzeniem Light overcast weather 10/11 VI 1977					
		średnia dzienna day's mean		średnia nocna night's mean		średnia dobowa daily mean	
		5 cm	20 cm	5 cm	20 cm	5 cm	20 cm
1	wierzchowina upland	21,4	21,9	19,0	19,7	20,2	20,7
14	wierzchowina upland	24,4	21,8	21,0	21,5	22,7	21,2
	różnica (14-1) difference	3,0	-0,1	2,0	1,8	2,5	0,5
12	wierzchowina — las upland — forest	20,4	17,6	18,0	17,6	19,2	17,6
	różnica (12-1) difference	-1,0	-4,3	-1,0	-2,1	-1,0	-3,1
13	dno doliny valley bottom	21,8	18,6	19,7	18,3	20,8	18,4
	różnica (13-1) difference	0,4	-3,3	0,7	-1,4	-0,6	-2,3
15	obniżenie bezodpływowe closed basin	19,0	16,2	15,7	15,5	17,5	16,0
	różnica (15-1) difference	-2,4	-5,7	-3,3	-4,2	-2,7	-4,7
		Pogoda z dużym zachmurzeniem Heavy overcast weather 27/28 VI 1977					
1	wierzchowina upland	19,5	18,1	16,7	18,3	18,3	18,3
14	wierzchowina upland	20,2	19,0	19,8	19,5	20,0	19,3
	różnica (14-1) difference	0,7	0,9	3,1	1,2	1,7	1,0
12	wierzchowina — las upland — forest	16,7	16,0	15,0	15,9	15,9	16,1
	różnica (12-1) difference	-2,8	-2,1	-1,7	-2,4	-2,4	-2,2
13	dno doliny valley bottom	19,3	18,8	18,2	19,0	18,8	18,9
	różnica (13-1) difference	-0,2	0,7	1,5	0,7	0,5	0,6
15	obniżenie bezodpływowe closed basin	17,9	17,1	16,5	17,4	17,2	17,3
	różnica (15-1) difference	-1,6	-1,0	-0,2	-0,9	-1,1	-1,0



Jednostki mikroklimatyczne

- A
- ▨ B
- ▩ C
- ▤ 1
- 2
- ▲ 3
- 4
- 5
- - - 6

Ryc. 1. Mapa klimatyczno-bonitacyjna obszaru Lubelskiego Zagłębia Węglowego: A — korzystne warunki klimatyczne; B — średnio korzystne warunki klimatyczne; C — niekorzystne warunki klimatyczne; 1 — obszary leśne; 2 — całodobowe stanowisko pomiarowe; 3 — stanowiska pomiarowe zapylenia powietrza; 4 — stanowiska pomiarowe temperatury powietrza; 5 — stanowiska pomiarowe — patrolowe; 6 — granica opracowania

Map of climatic conditions of the area of the Lublin Coal Basin:

A — favourable climatic conditions; B — Fairly good climatic conditions; C — unfavourable climatic conditions; 1 — forests; 2 — round the click measurement points; 3 — air pollution measurement points; 4 — minimum air temperature measurement points; 5 — moving measurement points; 6 — boundary of the investigated area



ky'ego (1970) wydzielającego 33 klasy, opierając się na ekspozycji i nachyleniu zboczy oraz nasłonecznieniu; V. Strużki (1953), który uwzględnił w swojej klasyfikacji ekspozycję, nachylenie zboczy, nasłonecznienie i wiatr; S. Uhliga (1954) proponującego system punktowy do określania stref klimatycznych w aspekcie rolniczym.

Po zapoznaniu się z tymi metodami zdecydowano uwzględnić w opracowywanej klasyfikacji terenu LZW wielkość dopływu energii słonecznej, zróżnicowanej w zależności od ekspozycji i nachylenia zboczy. Ze względu na brak danych pomiarowych przyjęto wartości insolacji dla różnych ekspozycji i nachyleń zboczy z diagramów opracowanych przez W. Kaempferta i A. Morgena (1952).

Przy zaliczaniu poszczególnych części terenu do odpowiedniej klasy (A, B, C) kierowano się tym, aby uwzględnić wpływ podstawowych czynników klimatotwórczych (rzeźby terenu i jego pokrycia) na właściwości topoklimatyczne danej klasy. Klasyfikacja ta ma niewątpliwie charakter umowny i nie można przypisywać jej właściwości skali bezwzględnej. W dalszych pracach nad klasyfikacją klimatyczną tego obszaru należałoby uwzględnić w badaniach terenowych składowe bilansu promieniowania słonecznego.

Instytut Nauk o Ziemi Uniwersytetu Marii Curie-Skłodowskiej  
w Lublinie

#### LITERATURA

- Gregor A., 1944, *Prostorový průzkum klimaticky a ochrana podnebi*, Sborn. Česke Akad. Techn., 109.
- Kaempfert W., Morgen A., 1952, *Die Besonnung Diagramme der solaren Bestrahlung verschiedener Lagen*, Zeitschr., für Meteorol., 5.
- Knoch K., 1949, *Die Geländeklimatologie, ein wichtiger Zweig der angewandten Klimatologie*, Berichte zur Deutschen Landesk., 7.
- Paszyński J., Kluge M., 1973, *Klimat, [W:] Studia nad metodą zbierania informacji o środowisku geograficznym Polski w skali przeglądowej*, IG i PZ PAN (mpis).
- Podloucky J., 1970, *Die klimatische Selektion des Geländes und ihre kartographische Darstellung (Begründung und ökonomische Bedeutung)*, Mitteil. der Österreich. Gesellschaft, 112, 1.
- Strużka V., 1953, *Biometeorologické metodiký a jejich aplikace v biologickém výzkumu*, Meteorologické zprávy, 2.
- Uhlig S., 1954, *Beispiel einer kleinklimatologischen Geländeuntersuchung*, Zeitschr. für Meteorol., 8, 2/3.

STANISŁAW BARANOWSKI

ANNA SZCZEPANKIEWICZ-SZMYRKA

EWA MŁOSTEK

## ZRÓŻNICOWANIE TOPOKLIMATYCZNE W OBREBIE MASYWU ŚNIEŻNIKA KŁODZKIEGO

Potrzeba rozeznania warunków klimatycznych masywu Śnieżnika Kłodzkiego wyłoniła się w związku z planami zagospodarowania turystycznego tego regionu. Charakterystykę głównych cech klimatu masywu oparto na opracowaniu klimatu makro- i mezoregionów Dolnego Śląska (Baranowski i in. 1975). Lokalne zróżnicowanie klimatu w obrębie masywu Śnieżnika Kłodzkiego przedstawiono na podstawie trzyletniej serii pomiarowej, przeprowadzonej na wschodnich i północnych stokach Śnieżnika Kłodzkiego oraz Młyńska i Stromej. Klatki meteorologiczne z tygodniowymi termohigrografami zainstalowano w Bolesławowie (560 m npm., obszar zabudowany), w dolinie Kamienicy (720 m npm., zwarty las), na Płaszczce (960 m npm., młodnik na spłaszczeniu stokowym), nie opodal schroniska „Śnieżnik” (1217 m npm., polana na stoku południowo-zachodnim), pod szczytem Śnieżka (1250 m npm., las na stoku dniowo-wschodnim) oraz na szczycie Śnieżnika (1423 m npm.). Ustawiono 114 tyczek oznaczających miejsca pomiarów grubości pokrywy śnieżnej, oraz zorganizowano szereg topoklimatycznych i śnieżnych pomiarów patrolowych.

Na podstawie diagramów, ustalających zależność poszczególnych elementów meteorologicznych od wysokości nad poziom morza, opracowano mapy rozkładu temperatury i wilgotności powietrza oraz opadów i pokrywy śnieżnej, średnio dla roku oraz lata i zimy, w skali 1:100 000. Na podstawie badań terenowych w latach 1973—1975 uzyskano charakterystykę klimatologiczną tego obszaru, która może być wykorzystana w konstruowaniu mapy topoklimatycznej.

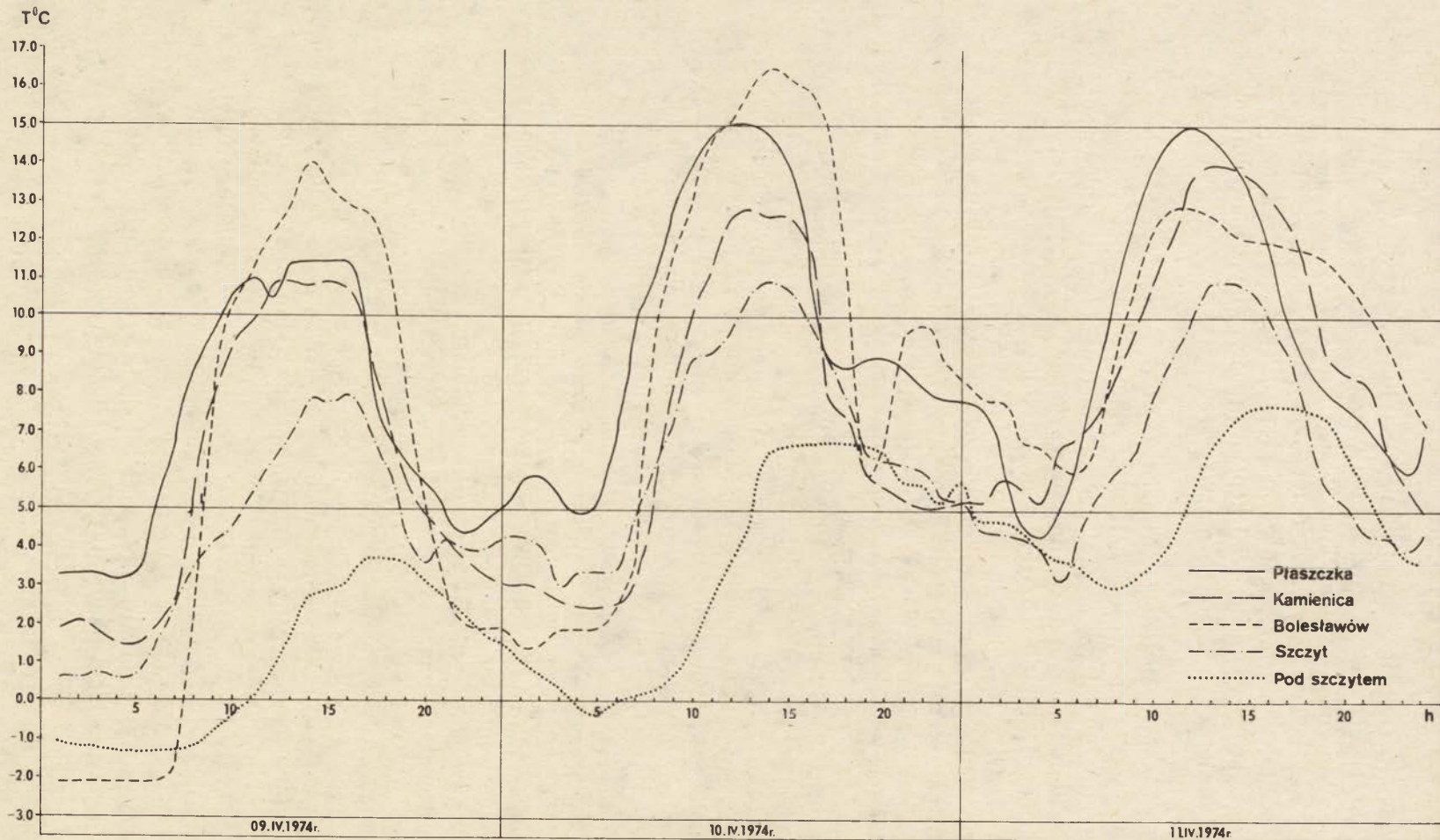
Masyw Śnieżnika Kłodzkiego charakteryzuje się urozmaiconą rzeźbą górską o wysokościach względnych przekraczających 500 m. Kopuła szczytowa stanowi węzeł górski z kilkoma rozgałęzieniami. Poszczególne grzbiety są oddzielone głębokimi dolinami dopływów Nysy Kłodzkiej i Białej Łądeckiej. Stoki północno-wschodnie, objęte szczegółowymi ba-

daniami, mają nachylenie około  $8^\circ$  w najniższej części przydolinnej, około  $30^\circ$  w części środkowej i kilka stopni w okolicy szczytu. Brakuje tu naturalnych zbiorników wodnych, a w retencji wód opadowych dużą rolę odgrywają zwarte lasy regla dolnego i górnego. Szczyt Śnieżnika sięga kilkadziesiąt metrów ponad górną granicę lasów i jest porośnięty roślinnością trawiastą i nielicznymi kępami kosodrzewiny. Dna dolin do wysokości około 600 m npm. są przeważnie bezleśne, wykorzystywane jako pastwiska.

Na tle sąsiadujących jednostek fizjograficznych Śnieżnik Kłodzki odznacza się wyraźną surowością warunków klimatycznych. Średnia roczna temperatura powietrza wynosi tu  $5,3^\circ$ , średnia półroczna chłodnego  $-0,2^\circ$ , a średnia temperatura minimalna stycznia  $-6,4^\circ$ . Temperatury te są niższe niż w Kotlinie Kłodzkiej odpowiednio o  $1,5^\circ$ ,  $0,9^\circ$  i  $0,4^\circ$ , a także niższe niż w Górach Złoty o  $1,0^\circ$ ,  $0,8^\circ$  i  $0,7^\circ$ . Przewyższają natomiast analogiczne temperatury dla Karkonoszy kolejno o  $0,6^\circ$ ,  $0,3^\circ$  i  $0,8^\circ$ .

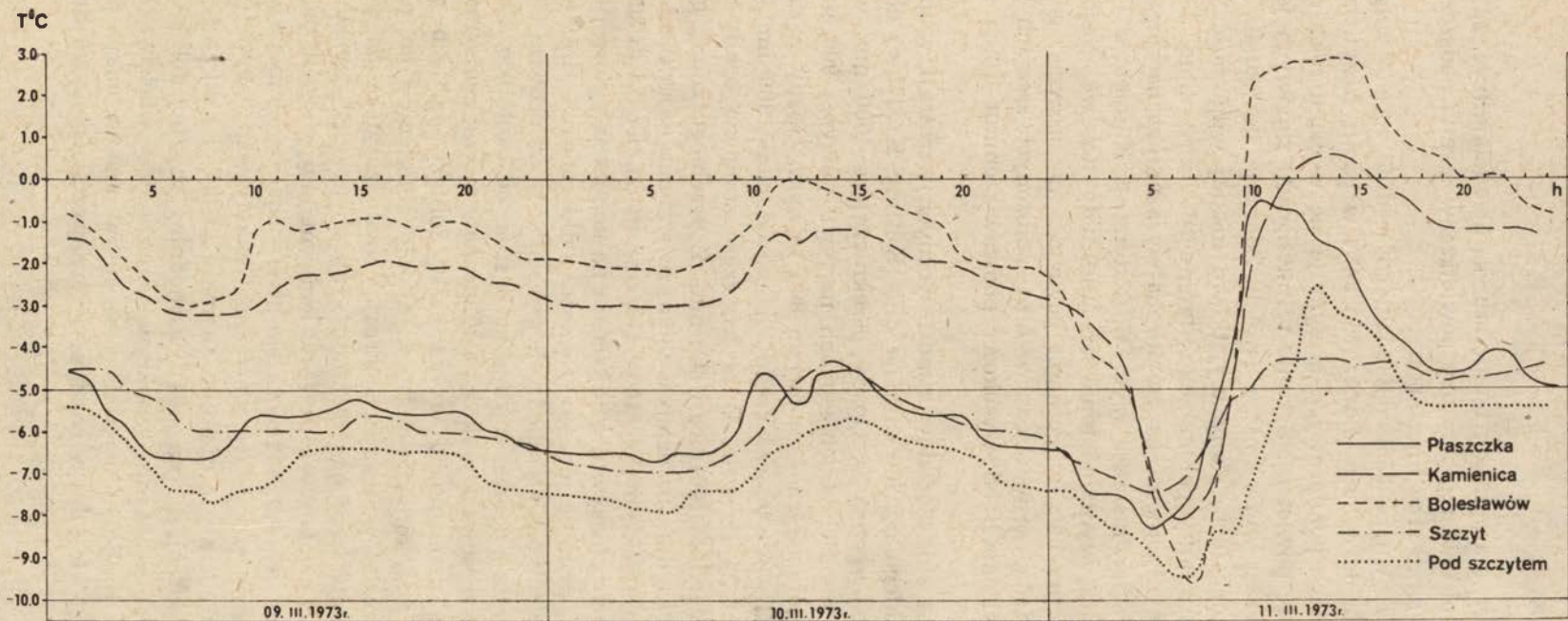
Przeciętna roczna suma opadów na omawianym obszarze wynosi 988 mm i jest o 100 mm niższa niż w Górach Orlickich i Bystrzyckich oraz o 217 mm niższa niż w Karkonoszach. Jednak nieco niższe sumy opadów nie skracają na ogół okresu zalegania pokrywy śnieżnej, trwającego przeciętnie 112 dni (o 12 dni krócej niż w Karkonoszach).

W przestrzennym rozkładzie średniej rocznej temperatury powietrza najwyższe wartości ( $6,0$ — $6,5^\circ$ ) występują u podnóża masywu Śnieżnika i w dolnych częściach rozległych dolin, nieco niższe ( $2,0$ — $6,0^\circ$ ) w górnych częściach dolin i partii grzbietowych, a najniższe ( $<2,0^\circ$ ) na bezleśnej kopule szczytowej. W lipcu różnicowanie średniej temperatury pomiędzy najniższą i najwyższą częścią masywu wynosi około  $8,0^\circ$  (odpowiednio  $17,0^\circ$  i  $<10,0^\circ$ ), a w styczniu jedynie  $3,5^\circ$  (odpowiednio  $-2,5^\circ$  i  $-6,0^\circ$ ). Świadczy to o znacznie większej częstotliwości stanów inwersji temperatury lub stałej stratyfikacji atmosfery w zimie. Wgląd w lokalne różnicowanie klimatu w obrębie masywu Śnieżnika Kłodzkiego dają wykresy dobowego przebiegu temperatury według wartości godzinnych. W dniach z pogodą typu radiacyjnego uwidaczniają się największe różnice w przebiegach temperatury w poszczególnych punktach pomiarowych (ryc. 1). Przebiegi te charakteryzują się dużymi amplitudami, z których największe notowano w odsłoniętych dnach dolin (Bolesławów), a nieco mniejsze na nasłonecznionych spłaszczeniach stokowych (Płaszczka). Natomiast na obszarach silnie zalesionych części dolin i stoków amplitudy są przeciętnie o połowę niższe. Najmniejsze są zwykle amplitudy w punkcie szczytowym. Charakterystyczne jest podniesienie temperatur dziennych na Płaszczce w porównaniu z leżącą o 240 m niżej doliną Kamienicy oraz obniżenie temperatur w stacji położonej na zalesionym północno-wschodnim stoku Śnieżnika, w stosunku do usytuowanego o 175 m wyżej punktu na szczycie. Podczas pogody o charakterze adwekcyjnym przebiegi temperatury we wszystkich stacjach zachowują



Ryc. 1. Przebieg temperatury powietrza w okresie 9—11 IV 1974 r. w wybranych punktach pomiarowych

Variations of air temperature at some measurement points, 9—11 April, 1974



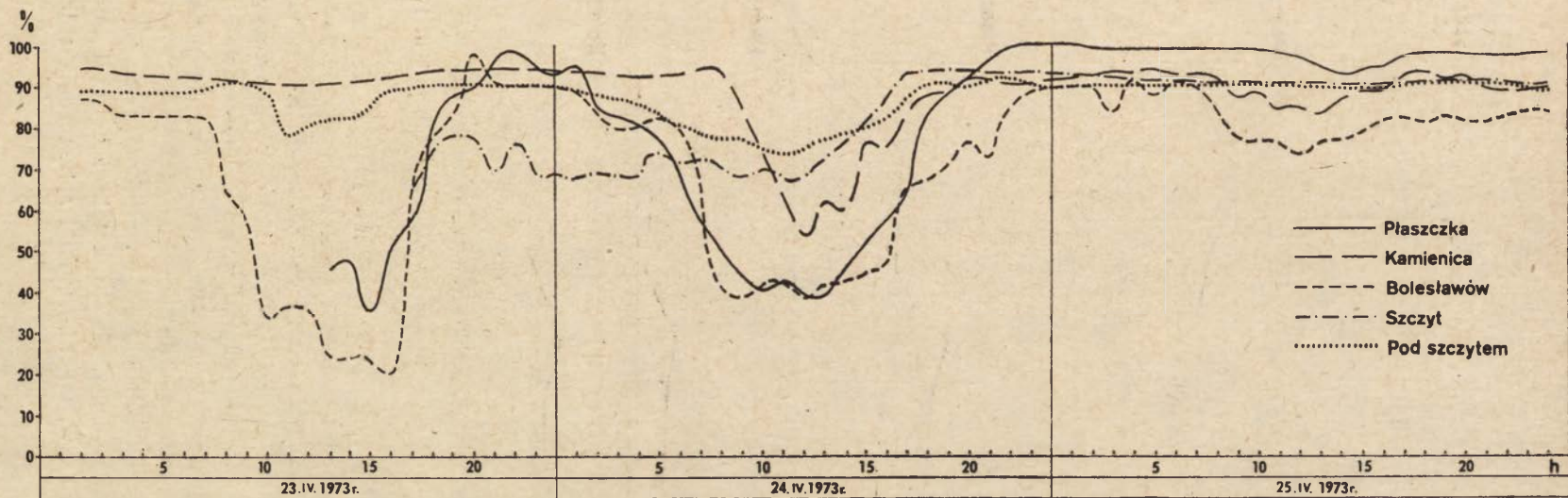
Ryc. 2. Przebieg temperatury powietrza w okresie 9—11 III 1973 r. w wybranych punktach pomiarowych

Variations of air temperature at some measurement points, 9—11 March, 1973

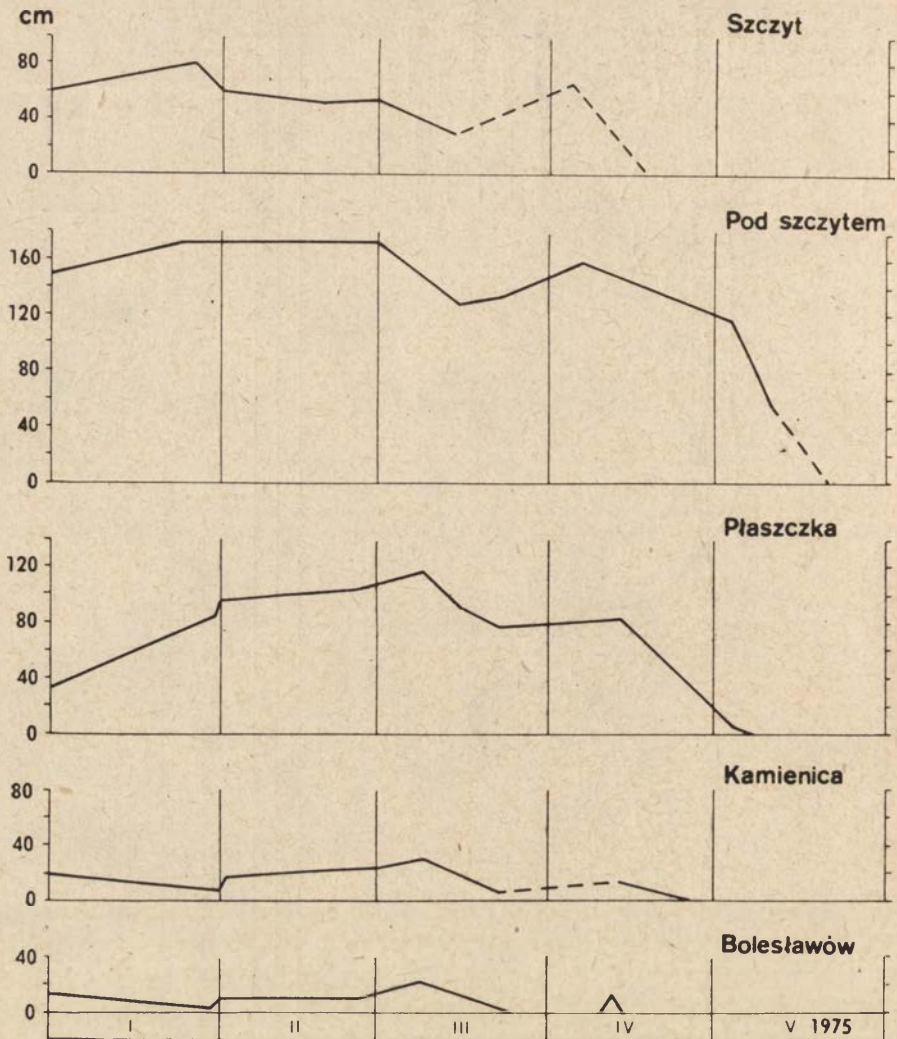
podobny charakter, a amplitudy temperatur są niewielkie (ryc. 2). Często obserwuje się obniżenie temperatury powietrza w strefie podszczytowej w stosunku do wierzchołka Śnieżnika.

W obrębie masywu Śnieżnika Kłodzkiego średnia roczna wilgotność powietrza wzrasta od 80% u podnóża do 85% w partii szczytowej. We wszystkich punktach pomiarowych utrzymuje się w ciągu roku na ogół wysoka wilgotność powietrza. Średnio w miesiącach zimowych jest ona o kilkanaście procent wyższa niż w letnich. Zdarzają się jednak, podobnie jak w Karkonoszach, stany wyjątkowo niskiej wilgotności powietrza podczas fenu antycyklonalnego (latem 10—15%, zimą 5—10%). Przebieg dobowy wilgotności jest zwykle najwyraźniej zaznaczony w stacjach Bolesławów i Płaszczka (ryc. 3). Natomiast Kamienica i punkt pod szczytem mają wyraźnie mniejsze amplitudy dobowe. Najbardziej odmienny bywa przebieg wilgotności powietrza na szczycie, gdzie jej spadkowi odpowiada często wzrost w niżej położonych stacjach lub też odwrotnie, w zależności od wysokości podstawy chmur i ich zasięgu pionowego.

Średnie roczne sumy opadów atmosferycznych wzrastają w masywie Śnieżnika Kłodzkiego od 700 mm na dnie Kotliny Kłodzkiej do około 1300 mm w okolicy szczytu. Opady przekraczające 1000 mm w ciągu roku występują na zachodnich stokach masywu powyżej 900 m n.p.m., na stokach zaś północnych — powyżej 800 m n.p.m. Opady w chłodnej połowie roku (XI—IV) tworzą średnio sumę od około 300 mm u podnóża do 550 mm na szczycie. Dużą ich część stanowią opady śnieżne wynoszące odpowiednio 140 mm i 360 mm. Z przebiegu zmian grubości pokrywy śnieżnej z dnia na dzień wynika, że jest ona najgrubsza w części podszczytowej (maksymalnie 160—170 cm), nieco cieńsza (o 30—50%) w niższych częściach masywu, a najcieńsza na kopule szczytowej (ryc. 4). Izoplety średniej grubości pokrywy śnieżnej dla różnych stref wysokościowych stoków północno-wschodnich wykazują, że najgrubszą (>60 cm) i najbardziej trwałą pokrywą śnieżną mają stoki od około 900 do 1380 m n.p.m. Wraz ze wzrostem wysokości nad poziom morza maksymalne jej grubości ulegają przesunięciu w czasie. W dolnych partiach masywu występują one pod koniec lutego, w dolinie Kamienicy na początku marca, na Płaszczce w połowie marca, a pod szczytem na początku kwietnia. Na mapie średniego rozkładu grubości pokrywy śnieżnej, wykreślonej według pomiarów z okresów maksymalnej jej grubości (głównie druga połowa marca), zaznacza się strefa znacznych miąższości pokrywy (>140 cm) w postaci pierścienia okalającego szczyt (ryc. 5). Widoczne są też obszary o ujemnej anomalii grubości pokrywy, jak np. rozległy wiatrołom-poreba na stoku wschodnim, czy też dolina Kamienicy. Najmniejsza liczba dni z pokrywą śnieżną jest właściwa Kotlinie Kłodzkiej (<80 dni). Doliny wcinające się w masyw mają pokrywą śnieżną przez 100—120 dni w roku, a w górnej części masywu Śnieżnika



Ryc. 3. Przebieg wilgotności względnej powietrza w okresie 23—25 IV 1973 r. w wybranych punktach pomiarowych  
 Variations of relative humidity at some measurement points, 23—25 April, 1973



Ryc. 4. Grubość pokrywy śnieżnej w 1975 r. w wybranych punktach pomiarowych  
Thickness of snow cover at some measurement points in 1975

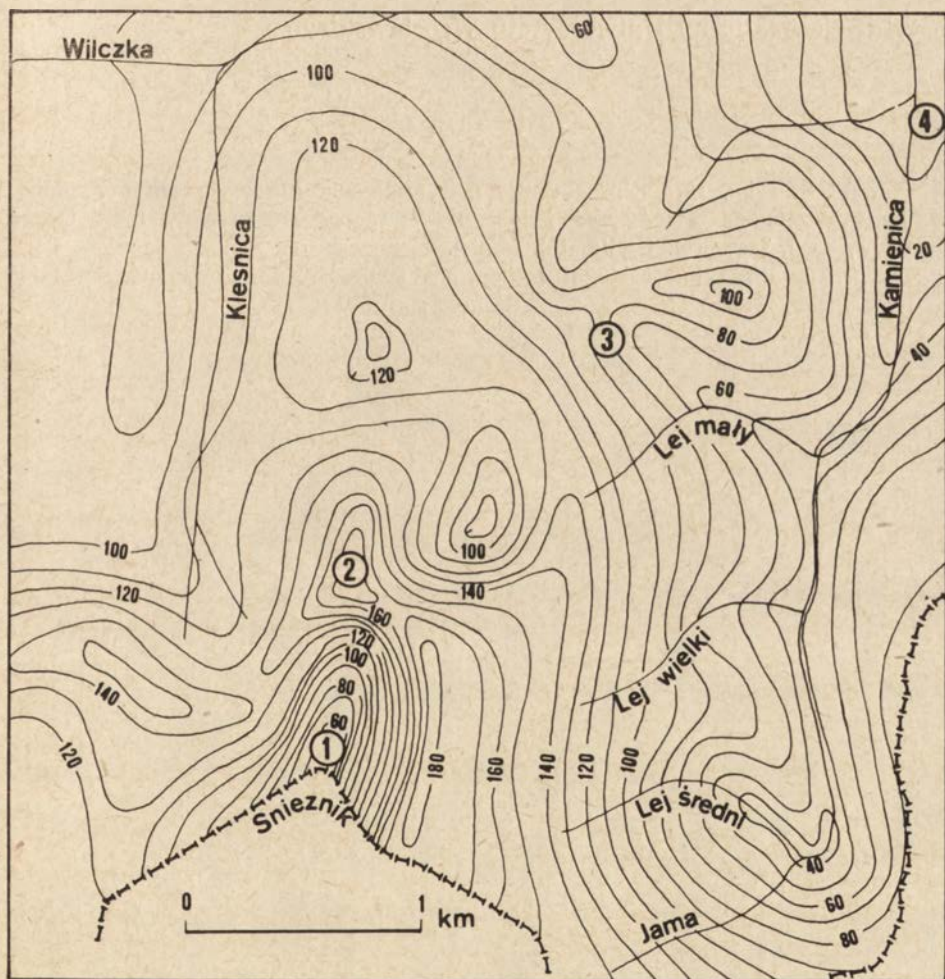
Kłódzkiego zachowuje się ona przez przeszło 130 dni. Izochrona 130 dni przebiega wzdłuż zachodnich stoków Śnieżnika na wysokości około 1000 m n.p.m., na stokach północnych obniża się do 900 m n.p.m., na południowych zaś podnosi się do 1100 m n.p.m. W podszczytowej partii Śnieżnika na stoku północno-wschodnim, gdzie obserwowano największe grubości pokrywy śnieżnej, występuje ona w okresie ponad 150 dni, a na stoku wschodnim przez 160 dni w roku.

W masywie Śnieżnika Kłódzkiego wyodrębniają się pewne obszary zróżnicowane topoklimatycznie. Są to kolejno: dolne i górne odcinki dolin rozcinających masyw, łagodne stoki i spłaszczenia stokowe (700—



900 m n.p.m.), silnie nachylone stoki w strefie podszczytowej (900—1350 m n.p.m.) oraz kopuła szczytowa.

Z punktu widzenia przyszłego zagospodarowania turystycznego, najkorzystniejsze warunki termiczne dla budownictwa rekreacyjnego i sanatoryjnego mają łagodne stoki i spłaszczenia stokowe (np. Płaszcza), zwłaszcza o ekspozycji południowo-wschodniej i południowo-zachodniej. Niekorzystne warunki panują w głęboko wciętych górnych odcinkach



Ryc. 5. Rozkład maksymalnej grubości pokrywy śnieżnej (w cm) w latach 1973—1975:

1 — szczyt; 2 — pod szczytem; 3 — Płaszcza; 4 — Kamienica

Distribution of maximum snow depth (in cm) in 1973—1975:

1 — mountain top; 2 — below the top; 3 — western slope Płaszcza; 4 — Kamienica river valley

dolin i na zalesionych stokach północno-wschodnich w strefie podszczytowej.

Do rozwoju narciarstwa w tym regionie przyczynia się fakt, że pokrywa śnieżna o największej grubości przypada na stoki o nachyleniu 20—30°, odpowiednie dla uprawiania tej dyscypliny sportu. Poza tym duże zalesienie masywu i inwersje temperatury, występujące najczęściej u jego podnóża, sprzyjają utrzymywaniu się pokrywy śnieżnej w strefie, gdzie opady śnieżne są mniej obfite.

Instytut Geograficzny Uniwersytetu Wrocławskiego

#### LITERATURA

- Baranowski S. i in., 1975, *Opracowanie pod względem klimatycznym oraz dokonanie analizy porównawczej jednostek fizycznogeograficznych*, Inst. Geogr. UW., Zakł. Meteorol. i Klimatol. (mpis).
- 1977, *Studium klimatu lokalnego i pokrywy śnieżnej Masywu Śnieżnika Kłodzkiego*, ibidem.

SABINA KONOPKO

## RÓŻNICE W KLIMACIE LOKALNYM WIĘKSZYCH DOLIN RZECZNYCH W REJONIE BYDGOSZCZY

Po odwodnieniu terenów bagiennych powstają w miejsce dawnych nowe siedliska. Proces warunkowany jest przede wszystkim zmianami fizykowodnych właściwości gleb, obniżaniem się lustra wód gruntowych i zmianą możliwości ewaporacyjnych. Tworzą się nowe warunki klimatu lokalnego siedlisk zmeliorowanych. Na stanowiskach suchszych, w niektórych partiach dolin, obserwuje się zmiany idące w kierunku pogłębiania się okresu susz letnich. W badaniach odnoszących się do kierunku zmian glebowo-wodnych na zmeliorowanych glebach organicznych stwierdzono (Okruszko 1967; Roguski 1973), że proces murszenia torfowisk jest powszechny i ciągły, aż do chwili wytworzenia się gleb mineralno-organicznych. Na stanowiskach wilgotnych stwierdza się duże amplitudy temperatury powietrza i dużą jego wilgotność. Okres wiosennych przymrozków wydłuża się, notuje się też wczesnojesienne przymrozki, co znacznie skraca okres wegetacji.

W opracowaniu wykorzystano prace badawcze prowadzone przez IMUZ w dolinach Wisły, Brdy i Noteci. Przeprowadzono pomiary wilgotności gleby, parowania terenowego i niektórych parametrów klimatycznych w zmeliorowanych siedliskach dolinowych, jak też porównano okresy wegetacji z lat 1973—1977 w następujących siedliskach dolinowych:

a. Grabowo — dolina Wisły (32,0 m npm.). Siedlisko na madzie średniej, pyłowej z podłożem piaszczystym, optymalnie uwilgotnione. Nieodborny wilgoci glebowej notowane są w okresach suszy. Teren jest użytkowany jako pastwisko deszczowane o zbiorowisku kostrzewy łąkowej i kupkówki (30 km od Bydgoszczy).

b. Bydgoszcz — dolina Brdy (46,5 m npm.). Siedlisko okresowo suche, na piasku słabo gliniastym, w podglebiu — piasek luźny. Na terenie stacji występuje zadarnienie typu kostrzewy czerwonej. Obok stacji pole doświadczalne.

c. Frydrychowo — dolina Noteci (70,0 m npm.). Łąki Łabiszyńskie o glebie torfowo-murszowej, optymalnie uwilgotnionej. Zbiorowisko ko-

strzewy łąkowej, kupkówki, wiechlin i kostrzewy czerwonej (17 km od Bydgoszczy).

d. Prądki — dolina Noteci (72,0 m n.p.m.). Łąki nad Kanalem Krużyńskim. Siedlisko na grądach właściwych o glebie mineralno-murszowej, zalegającej na piasku luźnym, okresowo suche. W poroście trawiastym występuje kostrzewa łąkowa, kostrzewa czerwona, kupkówka i wiechlina łąkowa (12 km od Bydgoszczy i 5 km od Frydrychowa).

Tabela 1

Średnie niedosyty wilgotności powietrza w hPa (mb) za okres wegetacji (IV–X) z lat 1973–1977 (2 m nad gruntem)

Multiannual (1973–1977) mean values of the saturation deficit for the growing season measured at 2 m above ground (hPa)

Siedlisko Site	1973	1974	1975	1976	1977
Bydgoszcz	6,6	5,8	7,7	7,1	5,8
Grabowo	5,3	3,3	5,4	4,9	3,6
Frydrychowo	4,7	3,7	5,2	5,0	3,6
Prądki	—	—	6,9	6,0	3,9

Tabela 2

Średnie temperatury powietrza w °C za okres wegetacji (IV–X) z lat 1973–1977 (2 m nad gruntem)

Multiannual (1973–1977) mean values of air temperature for the growing season measured at 2 m above ground (°C)

Siedlisko Site	1973	1974	1975	1976	1977
Bydgoszcz	13,2	12,9	15,1	13,5	13,3
Grabowo	13,0	11,9	13,8	12,4	12,4
Frydrychowo	12,7	12,0	13,4	11,5	12,0
Prądki	—	—	14,9	12,0	12,2

Wymienione siedliska różnią się znacznie warunkami glebowo-wodno-klimatycznymi. Warunki klimatyczne, w rozumieniu klimatu lokalnego, związane są bardzo silnie z podłożem glebowo-wodnym siedliska. W latach 1975 i 1976 w okolicach Bydgoszczy występowały posuszne okresy wegetacji; w tym czasie w siedliskach dolinowych wystąpiły największe różnice w klimacie lokalnym. Siedlisko suche w Bydgoszczy o małej pojemności wodnej gleb i głębokim zaleganiu wody gruntowej (poniżej 1,2 m) jest najcieplejsze. Ma ono najwyższe średnie temperatury oraz najwyższe niedosyty wilgotności powietrza (tab. 1, 2). Najchłodniejsze jest siedlisko optymalnie uwilgotnione na glebach organicznych we Fry-

drychowcie. W tym siedlisku niskie opady atmosferyczne nie wpłynęły na jego przesuszenie tak, jak w Bydgoszczy czy dalej w Grabowie. Podsiak wody do wierzchnich warstw gleby z wysoko zalegającego zwierciadła wód gruntowych (0,8 m) wyrównał niedobory wody opadowej. Notowano tu najniższe niedosyty wilgotności powietrza.

Parowanie z wolnej powierzchni wodnej w Bydgoszczy wynosi 400—550 mm, w Grabowie 350—480 mm, we Frydrychowcie 300—430 mm. W tabeli (tab. 3) przedstawiono zależności parowania z wolnej powierzchni wodnej od niedosytu wilgotności powietrza w najsuchszym okresie wegetacji, tj. w 1975 r. Najwyższą zgodność uzyskano w siedlisku suchym w Bydgoszczy ( $r = 0,90$ ). W siedliskach dolinowych Wisły i Noteci współczynnik korelacji mieści się w granicach 0,60—0,70.

Różnice klimatyczne w obrębie jednej doliny przedstawiono na przykładzie doliny Noteci (Frydrychowo i Prądkki), gdzie siedliska różnią się znacznie podłożem glebowo-wodnym. Gleba torfowo-murszowa, optymalnie uwilgotniona we Frydrychowcie, ma dobre wysycenie wodą profilu glebowego. Siedlisko w Prądkkach, położone na grądach właściwych z głęboko zalegającą wodą gruntową — zwłaszcza w okresach suszy — i glebą mineralno-murszową o małej pojemności wodnej, jest przepuszczalne dla wody opadowej i równocześnie ma utrudniony podsiak kapilarny. Siedlisko to łatwo ulega przesuszeniu. Notuje się tu wyższe temperatury i niedosyty wilgotności powietrza.

W siedliskach dolinowych w okresie wiosennym przyrosty masy roślinnej zależą głównie od temperatur powietrza i gleby. Na stanowiskach

Tabela 3

Zależność parowania z wolnej powierzchni wodnej w mm ( $3000 \text{ cm}^2$ ) od niedosytu wilgotności powietrza (hPa) w okresie wegetacji (IV—X) w 1975 r. (wartości średnie dobowe za dekadę)

Relation between the daily rate of evaporation from free water-surface (in mm) and the saturation deficit of air (in hPa) for the growing season in 1975

Siedlisko Site	Obliczona zależność Calculated dependence	(współczynnik korelacji)
Bydgoszcz	$E_w = 0,5179 \cdot d^{0,7913}$	0,90
Grabowo	$E_w = 0,6813 \cdot d^{0,6072}$	0,61
Frydrychowo	$E_w = 0,5482 \cdot d^{0,5628}$	0,64
Prądkki	$E_w = 0,5137 \cdot d^{0,6891}$	0,73

Oznaczenia:  $E_w$  — parowanie z wolnej powierzchni wodnej w mm, średnie dobowe za dekadę  
 $d$  — niedosyt wilgotności powietrza w hPa, średnie dobowe za dekadę ( $1,5 \leq d \leq 9$  hPa)

Symbols:  $E_w$  — mean daily rate of evaporation from free water-surface in mm  
 $d$  — mean daily value of saturation deficit of air in hPa ( $1,5 \leq d \leq 9$  hPa)

wilgotnych są niższe temperatury i silniejsze przygruntowe przymrozki, które opóźniają wegetację. W okresach letnich niedobory wilgoci w siedliskach grądowych i zbyt wysokie temperatury powodują hamowanie przyrostów masy roślinnej.

Klimat lokalny siedlisk dolinowych jest zróżnicowany zarówno w stosunku do terenów przyległych wyżej położonych, jak i w obrębie jednej doliny.

Siedliska pobagienne o glebach organicznych przechodzą w siedliska grądowe z glebami mineralno-organicznymi. Na siedliskach grądowych wzrasta niedosyt wilgotności powietrza.

Instytut Melioracji i Użytków Zielonych  
Oddział w Bydgoszczy

#### LITERATURA

- Konopko S., 1976, *Zależność parowania z wolnej powierzchni wodnej od niektórych czynników meteorologicznych w Bydgoszczy oraz w siedliskach łąkowych dolin rzecznych*, Wiad. IMUZ, 12, 4.
- Okruszko H., 1967, *Kształtowanie się warunków glebowych na zmeliorowanych torfowiskach*, Zesz. Probl. Nauk Roln., 72.
- Parczewski W., 1961, *O klimacie lokalnym pradoliny w rejonie Warszawy*, Zesz. Nauk. SGGW, Mel. Roln., 3.
- Paszyński J., 1957, *Zróżnicowanie klimatyczne okolic Ciechocinka*, Przegł. Geofiz., 1—2.
- Roguski W., 1973, *Kształtowanie się siedlisk łąkowych na torfowiskach w wyniku osiadania torfu i mineralizacji masy organicznej*, Zesz. Probl. Post. Nauk Roln., 146.

CZESŁAW RADOMSKI  
ROMUALD MADANY

## PRÓBA OCENY Z PUNKTU WIDZENIA PRODUKCYJNOŚCI ROLNICZEJ ZBOCZA POŁUDNIOWEGO

W literaturze agrometeorologicznej wskazywano już wielokrotnie, że topoklimat w terenie urzeźbionym wywiera istotny wpływ na plonowanie roślin uprawnych (Niewiadomski, Grabarczyk 1966; Radomski 1968; Radomski i in. 1970, 1977; Zalewski 1966). Wciąż jeszcze jednak mało wiemy o ilościowych związkach topoklimatu terenów urzeźbionych z produktywnością rolniczą.

W większości przypadków dotychczasowe wyniki badań były opracowywane na podstawie doświadczeń polowych, które nie rozgraniczają w swych założeniach wpływu topoklimatu i gleby (Niewiadomski, Grabarczyk 1966; Radomski 1968; Zalewski 1966). Oddzielenie od siebie wpływu tych czynników, bardzo trudne do osiągnięcia w warunkach naturalnych, umożliwiła dopiero metoda fitometrów polowych wypełnionych jednakową glebą, co z kolei pozwoliło na podjęcie próby ilościowego określenia wpływu samego tylko topoklimatu na produktywność rolniczą.

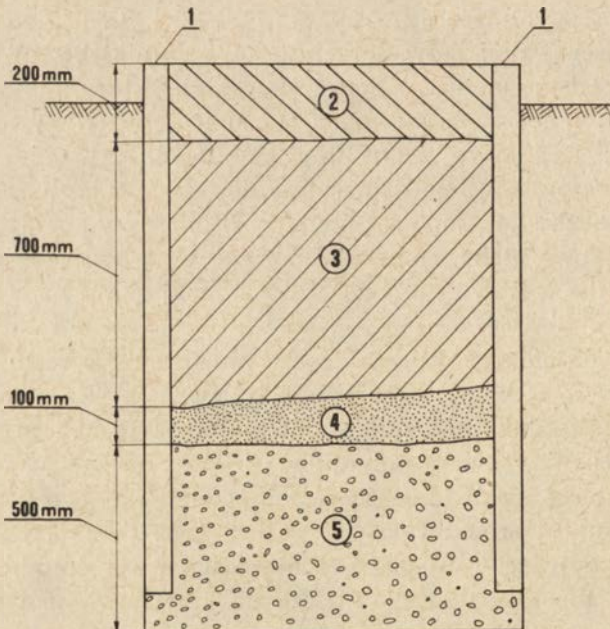
Badaniami objęto południowe zbocze niewysokiego wału morenowego w Pozortach koło Olsztyna oraz pobliską równinę, na której stanowisko badawcze zostało zlokalizowane w odległości około 500 m od rozpatrywanego wzniesienia. Zbocze południowe ujęto tym razem dwojako: jako całość i w rozbięciu na dwie części, a mianowicie na jego podnóże i część wyższą obejmującą środkową część zbocza oraz wierzchowinę. Pod pojęciem produktywności rolniczej topoklimatu zbocza południowego rozumiano wpływ topoklimatu tego zbocza na kształtowanie wysokości plonów roślin uprawnych.

Obiekt badań i jego otoczenie zostały scharakteryzowane szczegółowo w pracach wcześniejszych (Radomski 1968; Radomski i in. 1970), dlatego w tym opracowaniu ograniczono się do niezbędnych danych morfometrycznych i ogólnej charakterystyki glebowej rozpatrywanego wzniesienia. Wysokość względna wału morenowego wynosi 19 m, długość zbocza około 160 m, spadek maksymalny 28%, spadek średni 13%. Pokrywa

glebowa zбочa, typologicznie reprezentująca glebę brunatną, wykazuje dużą zmienność fluktuacyjną i systematyczną. U podnóża zбочa występuje bowiem gleba brunatna deluwialna, a w wyższych częściach gleba brunatna, przy czym na stoku została ona wytworzona z gliny średniej, a na wierzchowinie z gliny średniej i ciężkiej.

Dane o plonowaniu roślin uprawnych pochodzą ze stałych stanowisk badawczych, zlokalizowanych u podnóża zбочa, w jego części stokowej, na wierzchowinie oraz na pobliskiej równinie; to ostatnie stanowisko stanowiło punkt odniesienia. Na każdym stanowisku znajdował się zestaw fitometrów polowych, które służyły do przeprowadzenia doświadczeń z zachowaniem zmianowania, przy czym każda roślina badana była czterokrotnie. Poszczególne rośliny uprawiano w latach: 1970—1973 ziemniaki, 1969—1974 buraki cukrowe, 1967—1969 bobik, pszenicę i jęczmień w okresie 1967—1970 i w roku 1973.

Pojedynczy fitometr, wchodzący w skład zestawu, to wkopany w ziemię wodoszczelny blaszany zbiornik o głębokości 1,5 m i o podstawie kwadratowej, której powierzchnia jest równa 1 m<sup>2</sup>. W jego wnętrzu znajdują się dwie rury wentylacyjne służące do przewietrzania gleby



Ryc. 1 Fitometr:

1 — rury wentylacyjne; 2 — gleba z poziomu górnego; 3 — gleba z poziomu dolnego; 4 — piasek; 5 — żwir

Phytometer:

1 — air tube; 2 — soil from surface layer; 3 — soil from deeper layer; 4 — sand; 5 — gravel



i odprowadzania wody w krytycznych warunkach wilgotnościowych. Na dnie zbiornika znajduje się 500-milimetrowa warstwa żwiru, na niej 100-milimetrowa warstwa piasku rzecznoego, a na niej 900-milimetrowa warstwa gleby, w której zachowany został poziom próchniczny (ryc. 1). Wszystkie fitometry użyte w omawianym doświadczeniu wypełnione były glebą o jednakowym składzie mechanicznym, wilgotności i zasobach pokarmowych, a wodoszczelność zbiorników eliminowała wpływ podsiąku i bocznych przesiąków roztworów glebowych. Dzięki tym właściwościom fitometrów oraz wskutek zachowania jednakowej agrotechniki przez cały okres doświadczenia wszystkie czynniki produkcji roślinnej w fitometrach (łącznie z losowym czynnikiem pogody) były jednakowe na wszystkich stanowiskach badawczych, z wyjątkiem tylko czynnika wynikającego z rozmieszczenia stanowisk na zboczu i równinie, co różnicowało wysokość plonów. Pozwoliło to na określenie wielkości wpływu kompleksowo pojmanego czynnika topoklimatu zbocza na produktywność rolniczą, przez obliczenie procentowego stosunku plonowania roślin uprawnych w fitometrach na zboczu do wysokości plonowania tych roślin w fitometrach na równinie.

Przebadano również wpływ topoklimatu rozpatrywanego zbocza na zmienność plonu z roku na rok, czyli na tzw. „wierność plonowania”. W tym celu posłużono się formułą:

$$W = \left( 1 - \frac{V_{zb}}{V_r} \right) 100,$$

gdzie:

W — wielkość odchyłki „wierności plonowania” na zboczu od „wierności plonowania” na równinie;

$V_{zb}, V_r$  — współczynniki zmienności plonowania z roku na rok (liczone od średniego plonu za badany okres) na zboczu i równinie.

W opracowaniu udowodniono statystycznie, że w warunkach klimatu Pojezierza Mazurskiego — a zapewne i Polski oraz krajów środkowej Europy — topoklimat południowych zboczy wzniesień sprzyja na ogół wyższemu plonowaniu zbóż i okopowych (tab. 1). Na zboczu potraktowanym jako całość w 40 procentach lat objętych opracowaniem wystąpiło bowiem znacznie wyższe plonowanie zbóż aniżeli na równinie. Udowodniona (na 5-procentowym poziomie ilorazu wariancji) zwyżka plonu na zboczu wyniosła średnio ponad 40% wysokości plonu na równinie. Na podnóżu zbocza w 60 procentach lat wystąpiły, w porównaniu z równiną, istotne statystycznie zwyżki plonów. Należy jednakże wskazać na fakt, że przeciętna wysokość zwyżki plonów zboża na podnóżu okazała się znacznie niższą aniżeli na zboczu rozpatrywanym jako całość. Największe zwyżki plonów miały miejsce w wyższej części zbocza. Właśnie tam w 1973 r. plon ziarna zbóż był aż o 60% wyższy od plonu zboża na równinie.

Względne wielkości plonów charakteryzujące produktywność rolniczą topoklimatu zbocza południowego

Relative yield quantities characterizing agricultural production of the topoclimate of southern slope

Część zbocza (strefa topoklimatu) Part of slope (topo-climatic zone)	Wielkość plonu na zboczu w % wielkości plonu na równinie Yield quantities on slope in percentage of yield quantities on flat land							
	Lata badań — Years of investigations							
	1967	1968	1969	1970	1971	1972	1973	1974
	Rośliny zbożowe (pszenica, jęczmień) Corn (wheat, barley)							
Całe zbocze Entire slope	<u>146*</u>	104	98	92				<u>143</u>
Podnóże zbocza Foot of slope	<u>147</u>	<u>111</u>	<u>117</u>	101				118
Wyższa część zbocza Higher part of slope	<u>149</u>	102	89	87				160
	Rośliny okopowe (ziemniak, burak cukrowy) Rott crops (potato, sugar-beet)							
Całe zbocze Entire slope			104	92	96	<u>126</u>		116
Podnóże zbocza Foot of slope			<u>115</u>	88	97	111		107
Wyższa część zbocza Higher part of slope			94	97	96	<u>140</u>		<u>126</u>
	Rośliny pastewne (bobik — vicia faba v. minor) Rott fodder (horse bean)							
Całe zbocze Entire slope	99	98	104					
Podnóże zbocza Foot of slope	88	90	98					
Wyższa część zbocza Higher part of slope	92	92	100					

\* plony podkreślone wykazują z plonami z równiny różnicę istotną statystycznie na 5% poziomie ilorazu wariancji

\* there is a statistically significant difference between underlined values of yields and yields from flat land at the 5% level of variations ratio

Częstość lat z udowodnionym statystycznie wyższym plonem okopowych na zboczu niż na równinie okazała się nieco niższa od częstości odpowiednich lat z roślinami zbożowymi. I tak dla zbocza rozpatrywanego jako całość wynosiła ona 20%, dla podnóża również 20%, a dla wyższej części zbocza 40% wszystkich lat objętych doświadczeniem z okopowymi. Korzystny wpływ topoklimatu zbocza południowego na plonowanie zaznaczył się u okopowych wyraźnie słabiej aniżeli u zbóż. Największą zwyżkę plonów okopowych zaobserwowano w 1972 r. w wyższej części zbocza. Wynosiła ona 40% wysokości plonów na równinie.

W naszym doświadczeniu, w którym bobik reprezentuje rośliny pastewne, nie udowodniono wzrostu jego plonowania pod wpływem topoklimatu.

Na podstawie danych zawartych w tabeli 2 można stwierdzić wyraźne oddziaływanie topoklimatu zbocza na „wierność plonowania”. Do roślin o najmniej wyrównanych plonach z roku na rok, czyli o najmniejszej „wierności plonowania”, należały rośliny okopowe. Najbardziej niekorzystny dla wierności plonów roślin okopowych okazał się topoklimat podnóża zbocza. Omawiana wierność w tej części wzniesienia była bowiem aż o 48% niższa niż na równinie.

Tabela 2

Odchyłki wierności plonowania badanych roślin na zboczu od wierności plonowania w terenie równinnym (w %)

Deviations of yield stability of investigated plants on the slope from yield stability in flat area (in percentage)

Rośliny Plants	Podnóże zbocza Foot of slope	Wyższa część zbocza Higher part of slope	Całe zbocze Entire slope
Okopowe Rott crops	-48*	-27	-16
Zbożowe Corn	42	-30	1
Bobik Horse bean (vicia faba v. minor)	6	1	0

- \* znak minus oznacza mniejszą „wierność plonowania” na zboczu
- \* the sign minus indicates slighter “yield stability” on the slope

Zboża ogólnie biorąc w mniejszym stopniu reagowały zmiennością plonu na zmieniający się w poszczególnych latach kierunek wpływu topoklimatu zbocza na ich wielkość plonowania. W przypadku zbóż najbardziej sprzyjał wierności plonowania topoklimat podnóża, a zdecydowanie nie sprzyjał jej topoklimat wyższej części zbocza.

Reasumując dochodzimy do wniosku, że topoklimat zbocza południowego wykazywał korzystny wpływ na plonowanie zbóż i okopowych. U roślin tych częstość lat z plonem wyższym na zboczu niż na równinie wahała się od 40 do 60%, a wielkość przyrostu plonu wynosiła średnio około 40% wysokości plonu na równinie. U roślin okopowych — a częściowo także u zbóż — topoklimat zbocza południowego w porównaniu z topoklimatem równiny zwiększał wyraźnie zmienność plonów z roku na rok.

Instytut Przyrodniczych Podstaw Melioracji  
Szkoły Głównej Gospodarstwa Wiejskiego — Akademii Rolniczej  
w Warszawie

## LITERATURA

- Niewiadomski W., Grabarczyk S., 1966, *Produkcyjność urzeźbionego Pojezierza Warmińsko-Mazurskiego w świetle trzyletnich badań terenowych*, Wiad. IMUZ, 3.
- Radomski C., 1968, *Wstępna ocena produktywności mikroklimatu rzeźby pagórkowatej*, Materiały z seminarium regionalizacji, PTG, Poznań.
- Radomski Cz., Niewiadomski W., Nożyński A., 1970, *Wpływ mikroklimatu zbocza na plonowanie roślin*, Zesz. Nauk. SGGW, Mel. Roln., 9.
- Radomski Cz., Madany R., Nożyński A., 1977, *Effect of the slope microclimate on yield of cereals*, Agricultural Meteorology, 18.
- Zalewski T., 1966, *Wpływ przebiegu pogody i wilgotności gleby na rozwój i plon owsa w terenie falistym*, Pam. Puławski, 21.

**WYDAWNICTWO IG i PZ PAN  
VARIA**

**B. OLSZEWICZ — Dorobek polskiej historii geografii i kartografii w latach 1945—1969, 1973, s. 172, zł 48,—**

**J. MISZALSKI — Współczesne procesy eoliczne na Pobrzeżu Słowińskim. Studium fotointerpretacyjne, 1973, s. 150 + nlb., zł 30,—**

**Z. CIĘTAK, S. PIETKIEWICZ — Słownik geograficzny angielsko-polski, 1974, s. 422, zł 120,—**

**CENTRALNY KATALOG ZBIORÓW KARTOGRAFICZNYCH W POLSCE**

Zeszyt 1. **Katalog atlasów i dzieł geograficznych 1482—1800, 1961, s. 247, z. 72,—**

Zeszyt 2 (uzupełniający). **Katalog atlasów i dzieł geograficznych 1482—1800, 1963, s. 112, zł 28,—**

Zeszyt 3. **Katalog atlasów 1801—1919, 1965, s. 342, zł 76,—**

Zeszyt 4. **Katalog atlasów i dzieł geograficznych 1528—1945, 1968, s. 160, zł 48,—**

Zeszyt 5. **Wieloarkuszowe mapy topograficzne Polski 1576—1870**

**Katalog dawnych map Rzeczypospolitej Polskiej w kolekcji Emeryka Hutten Czapskiego i w innych zbiorach. Oprac. W. Kret, 1978, s. 164, 37 map, zł 140,—**

**WYKAZ ZESZYTÓW DOKUMENTACJI GEOGRAFICZNEJ**  
za ostatnie lata

## 1977

- 1 PRACA ZBIOROWA — Streszczenia prac habilitacyjnych i doktorskich — 1975, s. 85, zł 24,—
- 2-3 M. PULINA — Zjawiska krasowe w Sudetach polskich, s. 48 + nlb., zł 48,—
- 4 PRACA ZBIOROWA — Problemy bioklimatologii uzdrowiskowej. Cz. II, s. 85, zł 24,—
- 5 L. MAZURKIEWICZ — Zastosowanie metody symulacji w badaniu zmian przestrzennej struktury miasta (na przykładzie Wałbrzycha), s. 68, zł 24,—
- 6 R. SOJA, K. WIT-JÓŹWIK, A. WELC — Opady atmosferyczne i deflacja w okolicach Szymbarku, s. 83, zł 24,—

## 1978

- 1 W. TYSZKIEWICZ — Struktura agrarna Polski 1945—1975. Analiza przestrzenno-czasowa, s. 87, zł 24,—
- 2-3 R. GLAZIK — Wpływ zbiornika wodnego na Wiśle we Włocławku na zmiany stosunków wodnych w dolinie, s. 119 + nlb., zł 40,—
- 4 S. KOŹARSKI, J. SZUPRYCZYŃSKI — Formy i osady glacialne na przedpolu lodowca Sidu (Islandia), s. 59 + nlb., zł 24,—
- 5 A. MAKSYMIAK-PAZURA — Aglomeracje miejskie w Polsce jako bieguny rozwoju społeczno-gospodarczego, s. 80, zł 24,—
- 6 PRACA ZBIOROWA — Streszczenia prac habilitacyjnych i doktorskich — 1976, s. 85, zł 24,—

## 1979

- 1 PRACA ZBIOROWA — Kampinoski Park Narodowy i jego problematyka, s. 60, zł 24,—
- 2 PRACA ZBIOROWA — Problemy bioklimatologii uzdrowiskowej. Cz. III, s. 83, zł 24,—
- 3 PRACA ZBIOROWA — Metody analiz geograficznych w planowaniu przestrzennym, s. 100, zł 24,—
- 4 PRACA ZBIOROWA — Tendencje rozwoju i zmiany w organizacji przestrzeni krzajów Trzeciego Świata, s. 94, zł 24,—
- 5 E. GIL — Typologia i ocena środowiska naturalnego okolic Szymbarku, s. 91 + nlb., zł 24,—
- 6 PRACA ZBIOROWA — Streszczenia prac habilitacyjnych i doktorskich — 1977, s. 79, zł 24,—

## 1980

- 1 S. CHMIELEWSKI — Zmiany środowiska geograficznego w strefie oddziaływania wielkiego miasta (na przykładzie północno-wschodniej części warszawskiego zespołu miejskiego), s. 85, zł 24,—
- 2 D. GOSPODAROWICZ — Osadnictwo rolnicze a gospodarka wielkoobszarowa na terenie woj. koszalińskiego w latach 1950—1977, s. 74, zł 24,—
- 3 PRACA ZBIOROWA — Metody opracowań topoklimatycznych, s. 113, zł 24,—
- 4 M. KŁAPA — Procesy morfogenetyczne i ich związek z sezonowymi zmianami pogody w otoczeniu Hali Gąsienicowej (w druku).
- 5 M. ZAMELSKA — Wpływ uprzemysłowienia na procesy urbanizacyjne w rejonie bydgoskim (w druku).
- 6 PRACA ZBIOROWA — Streszczenia prac habilitacyjnych i doktorskich — 1978 (w druku).