

PROBLEMY WSPÓŁCZESNEJ TOPOKLIMATOLOGII

Problems of contemporary topoclimatology

pod redakcją
Jerzego Grzybowskiego



PROBLEMY WSPÓŁCZESNEJ TOPOKLIMATOLOGII

Problems of contemporary topoclimatology

pod redakcją
Jerzego Grzybowskiego



Opracowanie redakcyjne

Teresa Lijewska

WDN zam.nr 10/90 nakł.400 egz.

Spis treści

Contents

Jerzy Grzybowski, Przedmowa (Foreword)	7
Janusz Paszyński, Zastosowanie teledetekcji do kartowania topoklimatycznego (The application of remote-sensing to topoclimatological mapping)	11
Evžen Quitt, Metody, výsledky a perspektivy topoklimatického mapování Česko- slovenska (Methods, results and perspectives of topoclimatological mapping in Czechoslovakia)	19
Tatiana Konstantinowa, Mikroklimaticzeskije issledowanija w Mołdawskoj SSR (Microclimatological investigations in the Moldavian SSR)	27
Jerzy Grzybowski, Próba wyróżnienia typów topoklimatu na obszarze Polski (An attempt at a topoclimatic delimitation of the territory of Poland) ...	34
Michel Lecompte, La climatologie et la phytoclimatologie dynamiques: une solu- tion à la question des limites climatiques (The problem of topoclimatic limits in reference to dynamic climatology and phytoclimatology)	41
Gheorghe Neamu, Le rôle de la surface active dans la modification de l'influence de la Mer Noire sur le littoral du delta du Danube (The role of the active surface in the modification of the Black Sea influence on the Danubian Delta coastal climate)	54
Marian Drużkowski, Badania topoklimatyczne w małej zlewni Pogórza Karpackiego (Topoclimatological investigations in a small river basin in the Outer Western Carpathians)	58
Jan Tamulewicz, Bilans radiacyjny elementów krajobrazu rolniczego na przy- kładzie okolic Turwi (Radiation balance of the agricultural landscape on the example of the vicinity of Turwia)	69

Liviu Apostol, Ion Pîrvulescu, Kryteria termiczne w wyróżnianiu topoklimatów kompleksowych w północno-wschodniej Rumunii - streszczenie (Thermic criteria in the differentiation of complex topoclimates in north-eastern Rumania)	79
Michail Apavaloae, Liviu Apostol, Inwersje termiczne w obniżeniach Karpat Wschodnich jako podstawa wyróżniania topoklimatów - streszczenie (Temperature inversions in the basins of the Eastern Carpathians as the basis of topoclimatological delimitation)	80
Zenonas Kaunas, Sigitas Piatrauskas, Sostawlenije kart uwłaznennosti selsko-chozjajstwiennych poley po materiałam aerofotosnimkow (The establishing of the soil moisture maps of agricultural areas on the basis of air photographs)	81
Barbara Olechnowicz-Bobrowska, Helena Nagawiecka, Barbara Wójcik, Tadeusz Zawora, Wpływ wysokości nad poziomem morza i ekspozycji terenu na topoklimatyczne warunki uprawy ziemniaków w polskich Karpatach Zachodnich (The influence of the altitute and the exposition on the topoclimatological conditions of potato production in the Polish Western Carpathians)	88
Kazimierz Kłysik, Mieczysława Tarajkowska, Mezoskalowa analiza pola opadów atmosferycznych w rejonie Bełchatowskiego Okręgu Przemysłowego (Mesoscale analysis of the precipitation field in the vicinity of the Bełchatów Industrial Region)	94
Kazimierz Kłysik, Renata Matusiak, Emisja ciepła sztucznego na obszarze Łodzi (The emission of artificial heat on the territory of Łódź)	106
Andrzej Wyszkowski, Klimat lokalny Elbląga (The local climate of the town of Elbląg)	113
Octavia Bogdan, Elena Mihai, Gheorghe Neamu, L'influence anthropique sur les topoclimats (Man's influence on topoclimates)	122
Maria Stopa-Boryczka, Jerzy Boryczka, Deformacja pola temperatury powietrza w Warszawie pod wpływem czynników antropogenicznych (The deformation of air temperature in Warsaw due to man-made factors)	131
Andrzej Wyszkowski, Jerzy Trapp, Jerzy Korzeniewski, Zróżnicowanie przestrzenne warunków klimatycznych Aglomeracji Gdańskiej ze szczególnym uwzględnieniem obszarów leśnych (Spatial differentiation of climatological conditions of the Gdańsk agglomeration with special attention paid to forest areas)	147

Ludmiła Baszałchanowa, N.L. Liniewicz, L.P. Sorokina, Příkladnyje aspekty landszaftno-klimaticzeskogo kartografirowanija (Applied aspects of landscape-topoclimatic mapping)	153
Charałampi Tiszkow, Izuczenije i kartografirowanije niekotorych bioklimati- czeskich pokazatielej w gornych rajonach Bołgarii (Studies and mapping of selected bioclimatological coefficients in the mountainous region of Bulgaria)	162
Krzysztof Błażejczyk, Podstawy wydzielania biotopoklimatów w skali szczegó- łowej (Principles for drawing up a biotopoclimatic map on a detailed scale)	166
Krzysztof Błażejczyk, Zróżnicowanie biotopoklimatyczne wybranych typów krajobrazu (Biotopoclimatic differentiation of selected types of the landscape)	175
Natalija Gwasalija, Kartograficzeskije obezpieczenije klimaticzeskich cha- rakteristik gornych rajonow Gruzii (Cartographic representation of cli- matological characteristics in the Georgian mountainous area)	188
Makwała Koroszinadze, Morfometriczeskije karty, osnowa ocenki klimaticzeskich resursow (Morphometric maps as the basis of local climatic conditions estimation)	199
Jerzy Trapp, Andrzej Wyszowski, Specyfika warunków klimatycznych Żuław Wiśla- nych (The specific character of climatic conditions on the Żuławy Wiślane - Vistula Delta)	205
Abstracts	219

PRZEDMOWA

Niniejszy tom zawiera teksty większości referatów i posterów przedstawionych na konferencji poświęconej problemom współczesnej topoklimatologii, która odbyła się w Starym Polu koło Malborka w dniach 7-9 października 1988 r. Została zorganizowana z okazji 35-lecia utworzenia Zakładu Klimatologii Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania Polskiej Akademii Nauk, a jej współorganizatorami, poza IG i PZ PAN, był Komitet Nauk Geograficznych PAN, Komitet Meteorologii i Fizyki Atmosfery PAN oraz Katedra Hydrologii i Klimatologii Uniwersytetu Gdańskiego. W czasie konferencji przedstawiono 20 referatów z krajowych ośrodków naukowo-badawczych oraz z Bułgarii, Czechosłowacji, Francji, Rumunii i ZSRR (Gruzji, Litwy, Mołdawii i Rosji).

W komunikatach wstępnych, rozsyłanych przed sympozjum do poszczególnych ośrodków, tematyka konferencji została określona w sposób dość ogólny, tym niemniej zgłoszone prace reprezentują w sposób wyraźny główne kierunki badań topoklimatycznych, tendencje ich rozwoju, a także ukazują problemy dyskusyjne, czy wręcz kontrowersyjne.

Referat J. Paszyńskiego wprowadził uczestników sympozjum w zagadnienie zastosowania teledetekcji w badaniach topoklimatycznych. Szczególną uwagę poświęcono w nim metodzie zastosowania zdjęć satelitarnych. Składa się ona niewątpliwie na najnowocześniejszy warsztat badawczy klimatologa. Jednakże, jak się okazało, nie jest, w zasadzie, stosowana w ośrodkach reprezentowanych na sympozjum. Zdjęcie satelitarne wykonane w podczerwieni ukazujące obszar Żuław pokazał A. Wyszkowski z Gdańska, a Z. Kaunas i S. Piatrauskas przedstawili opracowanie dotyczące wilgotności gleby na podstawie termalnych zdjęć lotniczych.

Referaty E. Quitta, I.S. Konstantinowej i J. Grzybowskiego poświęcone były metodom sporządzania map topoklimatycznych dużych obszarów w skali przeglądowej. Wyraźną grupę referatów i posterów stanowiły wyniki badań o charakterze podstawowym w różnych regionach: G. Neamu przedstawił mapę topoklimatyczną delty Dunaju, M. Drużkowski i J. Tamulewicz prowadzili badania topoklimatyczne w małych zlewniach na terenie Polski; pierwszy z nich - na Pogórzu Wielickim, drugi - w Wielkopolsce, na Równinie Kościańskiej.

Kryteriami wyróżniania jednostek przestrzennych zajęli się także L. Apostol i I. Pirvulescu, przy czym praca ich była oparta na danych meteorologicznych ze standardowej sieci meteorologicznej, w przeciwieństwie do M. Drużkowskiego, J. Tamulewicza i M. Lecompt'a, którzy pokazali wyniki własnych badań terenowych. Szczególnie interesujący, choć kontrowersyjny, był referat M. Lecompt'a, który przedstawił próbę wyróżnienia granic jednostek topoklimatycznych na podstawie analiz zbiorowisk roślinnych w Maroku.

Praca B. Olechnowicz-Bobrowskiej, H. Nagawieckiej, B. Wójcik i T. Zawory tkwi w nurcie zagadnień agrotopoklimatycznych, podobnie jak wyniki badań wspominanych już autorów litewskich - Z. Kaunasa i S. Piatrauskasa, przy czym ci ostatni analizowali samą tylko wilgotność powierzchni czynnej, a nie konkretne efekty topoklimatyczne.

Silna antropopresja na środowisko geograficzne, wzrost zagrożenia warunków życia człowieka powodują wyraźny wzrost zainteresowania topoklimatologią miast. Na sympozjum przedstawiono 7 referatów i posterów z tej dziedziny. Dotyczyły one bardzo zróżnicowanych zagadnień, tak jak bogata i zróżnicowana jest problematyka antropogenicznego oddziaływania na klimat lokalny. Analizowano zarówno wybrane zagadnienia szczegółowe, np. emisję ciepła sztucznego na obszarze Łodzi (K. Kłysik, R. Matusiak), wpływ Bełchatowskiego Okręgu Przemysłowego na sumy opadów (K. Kłysik, M. Tarajkowska), jak również problematykę kompleksowych zmian topoklimatycznych zachodzących pod wpływem działalności człowieka (w woj. katowickim - poster K. Błażejczyka, J. Grzybowskiego, T. Kozłowskiego-Szczęsnej i B. Krawczyk, przygotowywany do druku oddzielnie).

Badania z zakresu biotopoklimatologii człowieka przedstawione były przez Ch. Iiszkowa, L.B. Baszałchanową i N.L. Liniewicz oraz K. Błażejczyka.

Praca N. Gwasalii, dotycząca bilansu promieniowania Gruzji, tkwi bardziej w nurcie zagadnień mezoklimatycznych niż topoklimatycznych. Natomiast referat I. Koros inadze, aczkolwiek uwypuklono w nim problematykę topoklimatyczną,

prezentował jednak ogólne zagadnienia fizjograficzne dotyczące warunków budowy kolei transkaukaskiej.

Materiałami wyjściowymi znacznej części prac były wyniki pomiarów ze standardowej sieci meteorologicznej. W świetle wniosków z konferencji poświęconej metodom opracowań topoklimatycznych, która odbyła się w 1978 r. w Symbarku, tego rodzaju materiały są odpowiednie do analizy warunków mezoklimatycznych. Natomiast dla potrzeb topoklimatologii konieczne są specjalne badania w dużej skali, których wyniki można następnie ekstrapolować na większe obszary. Jednakże, wychodząc z definicji topoklimatu jako klimatu miejscowego, trudno stosować dane meteorologiczne zmierzone w ogródku meteorologicznym do całej mozaiki klimatów lokalnych uwarunkowanych rzeźbą, rodzajem podłoża, jego wilgotnością, szatą roślinną. Próby analiz "topoklimatycznych" na podstawie danych z standardowej sieci meteorologicznej są wynikiem - z jednej strony - odchodzenia od tradycyjnych "ręcznych" pomiarów terenowych, z drugiej zaś - niedostatecznego zaopatrzenia ośrodków naukowo-badawczych w aparaturę do automatycznej rejestracji danych.

Agrotopoklimatologia i topoklimatologia miast stanowią obecnie główne kierunki badań topoklimatycznych na świecie. Teledetekcja jest główną metodą zbierania danych. Pomimo wyraźnej matematyzacji geografii i tendencji do przedstawiania wyników badań w postaci wzorów empirycznych, nie odchodzi się od przedstawiania zjawisk i procesów topoklimatycznych w postaci map próbując nowych rozwiązań kartograficznych (np. mapy komputerowe). Tendencje te ujawniły m.in. badania Grupy Studyjnej MUG "Kartowanie i Badania Topoklimatu", która działała w latach 1984-1988, a następnie jako podkomisja została włączona do Komisji Klimatologicznej MUG. Prace przedstawione w Starym Polu ukazały zbieżność problematyki interesującej wiele spośród ośrodków badawczych reprezentowanych na Konferencji. Ukazały jednak słabość w zakresie techniki zbierania danych, a także istniejącą nadal różnorodność, czy wręcz dowolność w traktowaniu poszczególnych badań jako "topoklimatyczne".

Jerzy Grzybowski

JANUSZ PASZYŃSKI

Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania
Polskiej Akademii Nauk
Warszawa

ZASTOSOWANIE TELEDETEKCJI DO KARTOWANIA TOPOKLIMATYCZNEGO

W ciągu ostatnich dwóch dziesięcioleci obserwujemy na świecie gwałtowny wzrost zainteresowania badaniami klimatu. Jest kilka przyczyn tego zainteresowania. Wśród nich wymienić należy przede wszystkim:

- a) konieczność właściwego wykorzystania istniejących warunków klimatycznych dla zaspokojenia coraz to większego zapotrzebowania ludzkości na energię, żywność i wodę,
- b) konieczność zapewnienia skutecznej ochrony różnych dziedzin życia i gospodarki przed ujemnymi oddziaływaniami czynników klimatycznych,
- c) narastające stale zagrożenie środowiska atmosferycznego przez ujemne następstwa działalności gospodarczej.

Odpowiedzią na ten wzrost zainteresowania badaniami klimatu był szybki rozwój klimatologii. Mógł on nastąpić dzięki zastosowaniu nowych metod badawczych i nowych technik pomiarowych, a przede wszystkim - dzięki teledetekcji, głównie satelitarnej, oraz - dzięki technikom komputerowym.

Bezpośrednim skutkiem wprowadzenia tych nowoczesnych narzędzi badawczych stał się ogromny postęp w zakresie zbierania, gromadzenia i przetwarzania informacji niezbędnych do poznania i zrozumienia mechanizmu kształtowania się klimatu, i to zarówno w skali globalnej, jak i ściśle lokalnej (topoklimatu). Dzięki teledetekcji satelitarnej uzyskaliśmy możliwość śledzenia procesów i zjawisk zachodzących w atmosferze w sposób ciągły, tak pod względem przestrzennym jak i czasowym.

Pomiary wykonywane z satelitów pozwalają na uzyskanie danych dotyczących warunków klimatycznych z rozdzielczością bez porównania większą niż pozwala na to nawet najbardziej zagęszczona sieć stacji meteorologicznych. Dlatego też

dane satelitarne mogą być z powodzeniem użyte do szczegółowego kartowania klimatycznego. Wypracowanie jednolitej metody sporządzania szczegółowego zdjęcia topoklimatycznego było głównym zadaniem specjalnej grupy badawczej Międzynarodowej Unii Geograficznej (Study Group "Topoclimatological Investigation and Mapping"). Właśnie dane satelitarne, w powiązaniu oczywiście z pomiarami naziemnymi, stwarzają perspektywę stosunkowo szybkiego skartowania dużych obszarów.

Już przed kilkoma laty podjęliśmy próbę wykonania mapy topoklimatycznej niektórych wybranych regionów, przyjmując za podstawowe kryterium klasyfikacji topoklimatów strukturę bilansu cieplnego powierzchni granicznej między atmosferą a jej podłożem (Paszyński 1983). Tego rodzaju podejście ma tę zaletę, że umożliwia ono określenie zróżnicowania pod względem klimatycznym badanego obszaru od strony genetycznej, to znaczy z uwzględnieniem czynników powodujących to zróżnicowanie, a nie tylko końcowego efektu w postaci przestrzennego rozkładu na przykład temperatury powietrza. Wynikiem byłaby podstawowa mapa topoklimatyczna przedstawiająca zasięgi poszczególnych, wyróżnionych topoklimatów. Służyłaby ona następnie za punkt wyjścia do sporządzania szeregu map pochodnych, już o charakterze map "bonitacyjnych", zawierających ocenę warunków klimatycznych dla różnych potrzeb praktycznych, jak np. rolnictwa (mapa agrotopoklimatyczna) czy też leśnictwa lub wypoczynku (mapa biotopoklimatyczna; Paszyński 1983).

Wielkością stanowiącą wynik procesu wymiany energii na powierzchni czynnej, tj. powierzchni granicznej między atmosferą a jej podłożem, jest jej temperatura (T_0). Jednocześnie też znajomość tej temperatury umożliwia wyznaczenie wartości poszczególnych strumieni ciepła, będących składnikami bilansu cieplnego powierzchni czynnej. Rozkład przestrzenny T_0 może być określony na podstawie pomiarów uchodzącego promieniowania długofalowego, głównie w tzw. "oknie" atmosferycznym, a więc w zakresie 8-12 μm . Szczególnie przydatne do sporządzania takich zdjęć termalnych są dane uzyskane z satelitów. Pomimo, że rozdzielczość termalnych zdjęć satelitarnych jest mniejsza niż tego rodzaju zdjęć lotniczych, to jednak mają one tę przewagę, że może być nimi niemal jednocześnie objęty znacznie większy obszar, a ponadto mogą być one powtarzane w regularnych odstępach czasu. Niebagatelna jest też duża różnica kosztów; uzyskanie zdjęć satelitarnych jest bowiem znacznie tańsze niż zdjęć lotniczych.

Wykorzystanie termalnych zdjęć satelitarnych wymaga jednak cyfrowych sposobów ich przetwarzania, a przede wszystkim znajomości przez klimatologów, zaj-

mujących się kartowaniem topoklimatycznym, wszystkich tych możliwości, jakie stwarza teledetekcja.

Szczególnie przydatne do sporządzania map topoklimatycznych są dane uzyskiwane z satelitów obiegających Ziemię po orbitach okołobiegunowych. Dostarczają one obrazy termalne o rozdzielczości bez porównania lepszej niż meteorologiczne satelity geostacjonarne typu Meteosat. Jednym z satelitów tego rodzaju był na przykład wystrzelony w 1978 roku satelita amerykański oznaczony symbolem HCMM (Heat Capacity Mapping Mission). Jego głównym zadaniem było dostarczenie zdjęć rozkładu przestrzennego skrajnych w ciągu doby wartości T_0 , tzn. wartości maksymalnych i minimalnych (Daveau 1982; Grossmann 1984).

Satelita ten obiegał Ziemię na wysokości 620 km z prędkością wynoszącą około $7 \text{ km} \cdot \text{s}^{-1}$, co daje w przybliżeniu 15 pełnych obrotów w ciągu doby. Przebiegał on zawsze równik z północy na południe o godz. 2 czasu miejscowego, zaś z południa na północ o godz. 14 czasu miejscowego. Dla średnich szerokości geograficznych półkuli północnej odpowiada to czasowi zdjęcia około 2 1/2 godziny po lokalnej północy i około 1 1/2 godziny po lokalnym południu. Szerokość pasa objętego zdjęciami wynosiła nieco ponad 700 km.

Satelita HCMM wyposażony był w czujniki mierzące promieniowanie w dwóch kanałach widmowych, a mianowicie w kanale krótkofalowym ($0,55\text{--}1,1 \mu\text{m}$) i w kanale długofalowym ($10,5\text{--}12,5 \mu\text{m}$). W interesującym nas kanale długofalowym zakres pomiaru strumienia promieniowania odpowiadał przedziałowi T_0 od 260 K do 340 K, a dokładność 0,4 K (przy $T_0 = 250 \text{ K}$). Rozdzielczość uzyskanego w tym kanale obrazu wynosiła około $0,6 \times 0,6 \text{ km}$.

W satelicie tym dane pomiarowe nie były gromadzone lecz przekazywane bezpośrednio w postaci sygnałów radiowych. Dlatego można było otrzymać je tylko wówczas, gdy satelita znajdował się w zasięgu naziemnych stacji odbiorczych. W Europie stacje takie zainstalowane były w Madrycie i w Lannion we Francji.

Ponieważ oryginalne dane satelitarne w postaci cyfrowej zgromadzone są bądź na taśmie magnetofonowej bądź na dyskietce, zawarte tam informacje wykorzystać można jedynie stosując komputerowy sposób ich opracowania. Wymagają one przede wszystkim przeniesienia na określony system współrzędnych, tak by można je było przyrównać do mapy topograficznej badanego obszaru. Dodać warto, że przeniesienie na system cyfrowy treści mapy topograficznej, a ewentualnie i odpowiednich map tematycznych, ogromnie ułatwia interpretację uzyskanych wyników; postępowanie takie pozwala między innymi na opracowanie statystyczno-

-ilościowe zdjęć termalnych, np. w poszczególnych jednostkach przestrzennych, w różnych piętrach wysokościowych itp.

Azeby wyniki dochodzącego do satelity promieniowania długofalowego emitowanego przez powierzchnię Ziemi przekształcić - zgodnie z prawem Stefana-Boltzmann - na odpowiadające im wartości T_0 , konieczne jest uwzględnienie kilku czynników. Wymienić tu trzeba:

- a) niejednakową zdolność emisyjną różnych rodzajów powierzchni czynnej, powodującą różnicę między rzeczywistą wartością T_0 a tzw. temperaturą promieniowania T_r ;
- b) wpływ warstwy atmosfery na osłabienie strumienia promieniowania długofalowego;
- c) zmienność z upływem czasu współczynnika wzorcowania aparatury pomiarowej umieszczonej na satelicie.

O ile błąd spowodowany niejednakową wartością jest na ogół niewielki (z wyjątkiem sztucznych powierzchni tworzących zabudowę miejską), to błąd spowodowany wpływem atmosfery może być znaczny; zależy on od rzeczywistej wartości T_0 , a także - od wysokości danego miejsca. Wpływ atmosfery powoduje przeważnie zmniejszenie różnic T_r między sąsiednimi elementami zdjęcia termalnego, a błędy nim wywołane są na ogół mniejsze na obrazach nocnych niż dziennych. Dodatkowym źródłem błędów może być - w przypadku dużej szorstkości powierzchni czynnej - niejednakowy kąt, pod jakim czujnik "widzi" różne fragmenty powierzchni Ziemi, a także zmieniająca się zawartość cząstek zawieszonych w atmosferze (aerozolu), co ma szczególne znaczenie na terenach wielkich aglomeracji miejskich i przemysłowych (Atawater 1971).

Obraz przestrzennego rozkładu T_0 na podstawie danych satelitarnych uzyskać można tylko przy braku zachmurzenia na rozpatrywanym obszarze. W naszych warunkach klimatycznych zdarza się to przede wszystkim podczas sytuacji antycyklonalnych. Panuje wtedy przeważnie pogoda typu radiacyjnego, kiedy to najsilniej przejawia się wpływ właściwości fizycznych powierzchni czynnej na procesy wymiany energii między atmosferą a jej podłożem. Wówczas też należy się liczyć z największym zróżnicowaniem przestrzennym T_0 . Jednakże w warunkach klimatycznych środkowej Europy rzadko tylko udaje się uzyskać odpowiednie zdjęcia termalne z kolejno po sobie następujących dni i nocy, ponieważ przy sytuacji antycyklonalnej:

- a) na wiosnę i w lecie w godzinach południowych i popołudniowych pojawia się na ogół zachmurzenie typu konwekcyjnego,

b) na jesieni i w zimie w nocy pojawiają się w obniżeniach mgły typu radiacyjnego.

Ponadto chmury piętra wysokiego i smugi kondensacyjne z samolotów, wpływające tylko na pewne zmniejszenie kontrastu w zakresie krótkofalowym widma, stanowią dla promieniowania fługofalowego ekran nieprzepuszczalny.

Właściwe wykorzystanie satelitarnych zdjęć termalnych wymaga nawiązania do wyników pomiarów naziemnych, przede wszystkim temperatury powietrza zmierzonej w klatce na stacjach meteorologicznych, a - jeżeli to możliwe - także temperatury powierzchni czynnej. Ze względu na występujące niemal zawsze różnice pomiędzy temperaturą powietrza na wysokości 2 m, a temperaturą powierzchni gruntu, szczególne znaczenie mają zdjęcia termalne wykonane w okresie wegetacyjnym. Wtedy to bowiem temperatura powierzchni liści, szczególnie w przypadku roślin niezbyt wysokich i niezbyt gęsto rosnących, np. krzewów owocowych, jest bardzo bliska temperatury otaczającego powietrza. Natomiast późną jesienią, zimą i wczesną wiosną termografia w zakresie podczerwonym dostarcza informacji odnoszących się głównie do temperatury powierzchni gruntu; temperatura ta wykazuje jednak wielkie zróżnicowanie będące następstwem lokalnych warunków glebowych. Z tego powodu zdjęcia termalne z okresu zimowego są oczywiście znacznie mniej przydatne do kartowania topoklimatycznego tego typu terenów aniżeli zdjęcia z okresu wegetacyjnego. Inaczej oczywiście wygląda sytuacja w odniesieniu do terenów zalesionych.

Porównanie danych satelitarnych z wynikami pomiarów przyziemnych nie jest łatwe i to nie tylko ze względu na wspomnianą różnicę między temperaturą powietrza a temperaturą powierzchni emitującej promieniowanie fługofalowe, mierzone przez satelitę. Zasadniczą trudność sprawia to, że dane przyziemne, pochodzące przeważnie ze stacji meteorologicznych, są danymi punktowymi, podczas gdy zdjęcia termalne składają się z danych uśrednionych dla powierzchni różnych rozmiarów: od rzędu $0,5 \times 0,5$ km w przypadku satelitów okołobiegunowych do około 5×5 km w przypadku satelitów geostacjonarnych. Z drugiej jednak strony tego rodzaju uśrednianie można traktować jako swego rodzaju zaletę; w ten sposób bowiem eliminowane są od razu wpływy czynników o charakterze zupełnie lokalnym, nie mających znaczenia w skali, w jakiej sporządza się mapę topoklimatyczną.

Inną wreszcie przyczyną utrudniającą porównanie danych przyziemnych z danymi satelitarnymi jest to, że skrajne temperatury dobowe przypadają na ogół

na nieco inną porę niż moment wykonywania zdjęcia termalnego. Odnosi się to przede wszystkim do temperatury minimalnej, która przeważnie ma miejsce o świcie, tzn. krótko przed wschodem słońca, podczas gdy satelita o orbicie około-biegunowej, typu HCMM, przelatuje - jak już wspomniano - nad środkową Europą mniej więcej już o godz. 2.30 czasu miejscowego.

Analiza rozkładu T_0 i jego porównanie z treścią mapy topograficznej i różnych map tematycznych (szaty roślinnej, użytkowania ziemi) prowadzi do następujących wniosków:

- a) W godzinach nocnych najwyższymi wartościami T_0 odznaczają się zbocza, lasy, miasta i duże osiedla, a także duże rzeki i jeziora; najzimniejszymi natomiast są dna obniżeń i płaskie powierzchnie wyniesień.
- b) Z rozkładu T_0 wyznaczyć można zasięgi ciepłej strefy zboczowej i zastoisk zimnego powietrza w większych dolinach, a na tej podstawie - także intensywności wiatru górskiego u wylotu tych dolin; wysokość warstwy zimnego powietrza zależy zarówno od stosunku przekroju poprzecznego doliny do powierzchni obszaru źródłowego, skąd napływa zimne powietrze, jak też - od kierunku wiatru górnego (Endlicher 1980).
- c) Obserwowane w godzinach nocnych różnice T_0 między obszarami zalesionymi, położonymi na tej samej wysokości n.p.m., świadczą o niejednakowych wartościach różnicowego strumienia promieniowania Q , a pośrednio - także o zróżnicowaniu strumienia ciepła jawnego A .
- d) Różnice T_0 między lasami i terenami sąsiednimi zależą od ukształtowania terenu, co świadczy o niejednakowym przewietrzaniu obszarów zalesionych.
- e) Stosunkowo wysokie wartości T_0 lasów porastających formy wypukłe i wyniesienia oraz związane z tym duże wartości skierowanego od atmosfery ku powierzchni czynnej strumienia A w nocy zdają się świadczyć o większej roli kompleksów leśnych w nocnym ochładzaniu powietrza niż pól i łąk.
- f) Rozkład T_0 stanowić może ważny element charakterystyki klimatycznej wyróżnionych jednostek fizycznogeograficznych (geosystemów), a także - dodatkowe kryterium wyznaczania ich zasięgów i ich podziału na jednostki niższego rzędu.
- g) Na podstawie wartości T_0 określić można z dużą dokładnością zasięg tzw. miejskiej wyspy ciepła, i to zarówno w porze dziennej jak i nocnej.
- h) W obrębie dużych miast i aglomeracji przemysłowych występuje także zróżnicowanie T_0 , którego interpretacja nie jest łatwa; stosunkowo wysokie wartości T_0 są następstwem nie tylko szczególnych właściwości termicznych sztucznych powierzchni w miastach, ale także mogą być wynikiem znacznych

ilości ciepła emitowanego do atmosfery na tych terenach (Stock i in. 1985). Mimo to można stwierdzić wyraźny wpływ gęstości zabudowy, a częściowo także jej wysokości, jak również udziału terenów zielonych na rozkład T_0 . Pozwala to wyodrębnić pod względem klimatycznym poszczególne dzielnice miasta, mające niejednakowy charakter.

- i) Dane termalne z satelity HCMM wykorzystane zostały z powodzeniem także do sporządzenia swego rodzaju mapy biotopoklimatycznej w skali 1:150 000, przedstawiającej stopień uciążliwości lokalnych warunków klimatycznych, przede wszystkim w porze dziennej (Mezn, Fendritzky 1986).

Niezależnie od rozkładu przestrzennego temperatury powierzchni czynnej, z obrazów termalnych dostarczonych przez satelity typu HCMM czy też NOAA odczytać można również zasięg mgieł typu radiacyjnego, stanowiących dość powszechne zjawisko w porze nocnej podczas pogody autochtonicznej. Zasięg ten stanowić może również - obok temperatury powierzchni czynnej - inne ważne kryterium wydzielenia odrębnych topoklimatów. Czasami jednak bezbłędne zidentyfikowanie tego zjawiska może być dość trudne - zwłaszcza wtedy, gdy temperatura górnej powierzchni warstwy mgły niewiele się różni lub jest nawet wyższa od T_0 sąsiednich terenów wolnych od mgły (Paul, Schneider 1984; Wanner, Kunz 1983). Natomiast w niektórych wypadkach można na podstawie zarejestrowanej temperatury górnej powierzchni mgły ocenić także jej miąższość; ma to szczególne znaczenie na terenach płaskich lub o rzeźbie mało urozmaiconej, gdzie - w przeciwieństwie do głębokich dolin czy śródgórskich kotlin - poziomy zasięg mgły nie daje żadnych wskazówek co do jej zasięgu pionowego,

W ostatnim czasie z powodzeniem próbuje się określić na podstawie danych satelitarnych nie tylko temperaturę powierzchni czynnej, lecz również pionowy rozkład temperatury powietrza, a także - jego wilgotności. Stwarza to nęcące perspektywy wykorzystania tych informacji do wyznaczania wartości pionowych strumieni ciepła i pary wodnej w warstwie przyziemnej, a przez to - i całej struktury bilansu cieplnego na powierzchni granicznej między atmosferą a podłożem na dużych stosunkowo obszarach. Być może, pozwoli to na powszechne zastosowanie wspomnianej na początku artykułu metody kartowania topoklimatycznego, opartej o wartości względne najważniejszych składników bilansu cieplnego.

Literatura

- Atawater M.A., 1971, Radiative effects of pollutants in the atmospheric boundary layer, *Journal of Atmospheric Sciences*, 28, 1367-1373.
- Daveau S., 1982, Les températures des 3 et 4 Juillet 1978, en Portugal et dans l'ouest de l'Espagne, d'après les satellites Météosat et HCMM, *Finisterra* XVII, 33, Lisbona, 53-96.
- Endlicher W., 1980, L'utilisation de mesures itinérantes et de thermographies comme moyens d'étude du mésoclimat - l'exemple des vignobles du Kaiserstuhl, *Recherches Géographiques a Strasbourg*, 13-14, 127-133.
- Gossmann H., 1984, Satelliten - Thermalbilder. Ein neues Hilfsmittel für die Umweltforschung?, *Fernerkundung in Raumordnung und Städtebau*, 16, Bonn.
- Menz G., Jendritzky, G., 1986, Deduction of human-bioclimatological maps by means of remote sensing data and a digital terrain model using a correlation approach, *Freiburger Geographische Hefte*, 26, 132-144.
- Paszyński J., 1983, Les méthodes d'établissement des cartes topoclimatiques, *Geographia Polonica*, 45, 35-45.
- Paul P., Schneider N., 1984, Télédétection des brouillards sur le fossé rhénan. Premiers résultats, *Recherches Géographiques a Strasbourg*, 27, "Télédétection des milieux naturels et urbains", 19-31.
- Stock P. i in., 1985, Klimaanalyse Stadt Dortmund, *Planungshefte Ruhrgebiet* PO 18, Kommunalverband Ruhrgebiet, Essen.
- Wanner H., Kunz S., 1983, Klimatologie der Nebel und Kaltluftkörper im Schweizerischen Alpenvorland mit Hilfe von Wettersatellitenbildern, *Archiv für Meteorologie, Geophysik, Bioklimatologie*, S. B, 33, 31-56.

EVŽEN QUITT

Československa Akademia Ved
Geografický ústav
Brno

METODY, VÝSLEDKY A PERSPEKTIVY TOPOKLIMATICKÉHO MAPOVÁNÍ ČESKOSLOVENSKA

Komplexní výzkum krajiny, státní správa ale i technická praxe vyžadují k operativnímu rozhodování mapy zobrazující rozložení celého souboru klimatických charakteristik a zejména jejich modifikaci reliefem a aktivním povrchem. Výzkumy u nás i v zahraničí prokázaly, že schůdnou cestou k získání takových podkladů je sekundární analýza výsledků základního i aplikovaného výzkumu z oblasti pedologie, biogeografie, hydrologie a zejména analýza materiálů charakterizujících tvar, členitost a jiné morfometrické vlastnosti reliefu.

Vliv okolního prostředí na topoklima je závislý na celém souboru více či méně postižitelných a definovatelných faktorů. Je ovlivněn ku příkladu povětrnostní situací. Některé složky prostředí se zachovávají při těžce povětrnostní situaci podobně (relief, zástavba), u jiných je vliv závislý na vývoji v průběhu roku (vegetační kryt, hydrologické a pedologické poměry). Nelze proto dosti dobře uvádět roční průměry, o kolik se klimatické charakteristiky jednotlivých druhů topoklimatu liší. Takové údaje nemají všeobecnou platnost a jsou typické jen pro období v němž byly zjištěny, nebo nanejvýš pro období se shodnou povětrnostní situací a roční dobou.

Topoklimatická analýza má těžiště především v roboru radiační a tepelné bilance, v rozboru proudění a vertikální stability teplotního zvrstvení. Klimatologické pojetí mezní vrstvy a dějů v ní se odehrávajících je prozatím v meteorologické literatuře méně obvyklé. Buď se v mezní vrstvě popisují jednotlivé děje (tedy spíše hledisko meteorologické), nebo se autoři uchylují ke zpracování klimatických charakteristik přízemního počasí (to je klasické výšky meteorologické budky). Pouze ojediněle tam, kde se nashromáždilo větší

množství pozorování z vertikálních profilů, se setkáváme s typicky klimatologickým pojetím problematiky.

Přesto se v posledních letech v literatuře stále častěji objevují práce klimatologicky se zabývající problematikou mezní vrstvy. To svědčí o tom, že toto pojetí má svou cenu v praktických aplikacích ať už v dlouhodobém plánování průmyslové a urbanistické koncepce, nebo pro studie zaměřené na hygienu, zdravotnictví, lesnickou a zemědělskou výrobu, tvorbu a ochranu krajiny či životního prostředí vůbec.

Na základě zkušeností z literatury, jakož i na základě vlastních poznatků získaných studiem a měřeními především v přízemní vrstvě ovzduší jsme došli k nastínění metodiky použitelné pro klimatologickou analýzu charakteristik mezní vrstvy atmosféry. Takovou analýzu je možno provádět i nepřímou pomocí sledování průvodních meteorologických jevů, to je posuzovat výsledky působení jiných velicin (reliefu, aktivního povrchu a pod.) na modifikaci mezní vrstvy. V současné době je to prakticky jediný efektivní způsob umožňující klimatologickou charakteristiku planetární mezní vrstvy. Proto jsme jej použili při topoklimatickém mapování území Československa a soustředili ze spíše na relativní ukazatele než na absolutní hodnoty.

Měřítko mapy je určujícím činitelem jejího obsahu. Z tohoto hlediska můžeme topoklimatické mapy v podmínkách naší republiky dělit na podrobné s velkým měřítkem 1:10 000 a 1:25 000, podrobné se středním měřítkem 1:50 000 a 1:100 000 a topoklimatické mapy přehledné s měřítkem 1:200 000 a 1:500 000. Zásadně je možno říci, že měřítkem mapy je dán způsob znázornění obsahu. V podrobných mapách je možno znázornit jednotlivé prvky celého systému mezoklimatu, zatímco u map přehledných je potřeba přistoupit nejen k redukci obsahu, ale i jeho generalizaci. Přehledné mapy budou tedy spíše syntetizovat procesy probíhající v mezní vrstvě atmosféry. Úroveň této syntetizace však bude různá, především podle úrovně informačních vstupů jež jsou k dispozici.

Metodika podrobného mapování velkého měřítku 1:10 000 a 1:25 000 se soustřeďuje zejména na zpracování taxačních map hodnotících vybrané prvky topoklimatu. Jako příklad uvedu některé postupy a výsledky, které jsme použili při zpracování bioklimatické charakteristiky lázní Luhačovic. Abychom mohli charakterizovat dynamiku oslunění v průběhu celého roku, sestavujeme v měřítku 1:10 000 mapy oslunění pro každý měsíc roku. Při konstrukci těchto map vycházíme z podkladů o orientaci terénu ke světovým stranám. Dělíme ji na sektory J, JV, JZ, V, Z a stružený sektor od SV přes S po SZ. Dalším podkladem je

sklon svahů v intervalech 0-2°, 3-5°, 6-10°, 11-15°, 15-20°, 21-25° a 26° a více. Z příslušného vztahu mezi těmito dvěma faktory určujem oslunění svahů v % v porovnání s vodorovnou rovinou (100%). Vymezujeme 9 intervalů s hodnotami 95% a méně, 96-98%, 99-101%, 102-104%, 105-109%, 110-119%, 120-149%, 150-199% a 200% a více.

Při faktorové analýze topoklimatu využíváme obvykle jen velikost oslunění v září, která nám vcelku reprezentativně vymezuje nedostatečně (98% a méně), normálně (99 až 109%), dobře (110 až 119%), velmi dobře (120 až 149%) a výborně osluněné svahy (150% a více).

S tvorbou místních inverzí teploty vzduchu souvisí posouzení možnosti "produkce" chladného vzduchu za radičních nocí. Je ovlivněna především druhem aktivního povrchu, teplotní vodivostí půdy a jinými faktory, které vesměs můžeme bez potíží vykreslit na mapě. Při mapování okolí lázní Luhačovic jsme vymezili na příklad 4 kategorie:

- velmi slabou produkci chladného vzduchu v místech hustší zástavby a výskutu hydromorfních půd s velkou teplotní vodivostí.
- slabou produkci chladného vzduchu v lese nebo zastavěné ploše na půdách flýšových sedimentů, kde lze počítat s průměrnými hodnotami teplotní vodivosti.
- normální produkci chladného vzduchu v travních porostech či kulturních rostlinách a normální teplotní vodivostí půdy. Dále jsme ji vymezili v lese s půdami na paleogenních pískovcích, které mají malou teplotní vodivost.
- silnou produkci chladného vzduchu jsme předpokládali na travních porostech nebo kulturních rostlinách na půdách s malou teplotní vodivostí.

Pro posouzení tvorby místních inverzí jsou závažné i předpoklady k mikroadvěci, tedy katabickému proudění. Zde jsme okolí lázní Luhačovic rozdělili do šesti kategorií:

- plochy bez možnosti katabického proudění (vrcholové plošiny do sklonu 2°).
- plochy s velmi slabou možností katabického proudění o sklonu 3-5° pokryté lesem nebo zástavbou.
- plochy se slabým katabickým prouděním o sklonu svahů 6-10° pokryté lesem nebo zástavbou, nebo o sklonu 3-5° s aktivním povrchem tvořeným loukami a kulturními rostlinami.
- plochy s dobrými podmínkami ke katabickému proudění se svahy o sklonu 6-10° pokrytými loukami, nebo nad 10° u lesa.
- plochy se silným katabickým prouděním měly sklon nad 10° a travní porost.
- plochy bez možností katabického proudění, v nichž se vzduch hromadí.

Toto rozdělení ploch podle předpokladů k produkci chladného vzduchu a možnosti jeho katabatického přesunu do nižších poloh nám umožnilo orientačně vypočítat plochu sběrných oblastí chladného vzduchu a tím i potenciální možnost vytváření místních inverzí.

Za malou sběrnou oblast jsme považovali plochu do $8 \cdot 10^4 \text{ m}^2$ na 100 m délky údolí, za středně velkou sběrnou oblast pak plochu 8 až $15 \cdot 10^5 \text{ m}^2$ na 100 m a za rozsáhlou oblast nad $15 \cdot 10^4 \text{ m}^2$ na 100 m údolí. To pochopitelně platí pro plochy s velkou produkcí chladného vzduchu. Každý stupeň snížení této produkce předpokládal vždy o 15% nižší plochu. Tak 800 metrový svah s hustou zástavbou, tedy velmi slabou produkcí chladného vzduchu, má proto kupříkladu sběrnou oblast jen $32\,000 \text{ m}^2$ místo $80\,000 \text{ m}^2$. Podobně se hodnotily i podmínky pro katabatické proudění, kdy do sběrné oblasti se počítala jen možnost silného katabatického proudění. Každý z nižších stupňů se snižoval o 10%, takže 800 m svah s možnostmi velmi slabé mikroadvekce měl předpokládanou sběrnou oblast jen $49\,000 \text{ m}^2$ místo $80\,000 \text{ m}^2$.

Při malé sběrné oblasti ($8 \cdot 10^4 \text{ m}^2$ na 100 m údolí) jsme předpokládali ojedinělý výskyt slabších místních inverzí, při středně velké sběrné oblasti (8 až $15 \cdot 10^4 \text{ m}^2$ na 100 m údolí) jsme předpokládali častý výskyt výrazných místních inverzí a ve třetím stupni při velké sběrné oblasti (nad $15 \cdot 10^4 \text{ m}^2$ na 100 m údolí) pak velmi častý výskyt silných místních inverzí teploty.

Toto jisté zjednodušení mechanismů podílejících se na místních rozdílech ve stabilitě zvrstvení přízemní a spodní části mezní vrstvy ovzduší je při zobrazování místních inverzí teploty v mapě nutným předpokladem. Hodí se však jen pro údolní systémy bez širší údolní nivy. Můžeme jej považovat za pokus o překlenutí úskalí, které nám kladly dříve používané bodovací metody, jejichž výsledky se velmi často výrazně lišily od skutečných poměrů.

Tyto taxační mapy vybraných prvků topoklimatu pak slouží k sestavení topoklimatické mapy, v případě lázní Luhačovic to byla mała vhodnosti bioklimatu, jejíž obsahová náplň je závislá především na účelu mapy a informační základně, v neposlední řadě i na použité kartografické a reprodukční technice.

Mezi podrobné je možno zařadit i mapy středního měřítka 1:50 000 až 1:100 000. V současné době se zpracovává v Československu rozsáhlý soubor geologických a účelových map přírodních zdrojů v měřítku 1:50 000. Hlavním cílem je zde přispět k dosažení lepšího využití či obnovení přírodních zdrojů s ohledem na potřeby současného rozvoje národního hospodářství, tak i na potřeby

budoucích pokolení. Dosažení tohoto cíle je umožněno především historicky krátkým obdobím pro sestavení celé edice map v rozmezí asi 15 let, což umožní jednotnou koncepci díla a udržení homogenity mapového souboru. Geografický ústav ČSAV se na této edici 13 ti druhů map, které pokryjí celé území státu, podílí čtyřmi tématickými okruhy z oblasti životního prostředí. Jsou to mapy geomorfologické, biogeografické, hydrogeografické a topoklimatické. Nesmírnou výhodou této edice je využití jednotné, velmi moderní metody tisku - scanerového stabilizovaného offsetu. Z autorské kresby je tak teoreticky za 8 hodin vytištěn náklad asi 1000 výtisků mapy. Oproti dřívějším metodám kartografické tvorby je to tedy mnohonásobné zrychlení a zejména zlevnění produkce map.

V současné době jsme zpracovávali první ukázkový list Brno. Podrobná topoklimatická mapa 1:50 000 dává informace o modifikaci klimatických poměrů vlivem reliéfu a aktivního povrchu, pochopitelně jen za typických povětrnostních situací umožňujících rozvinutí pochodů mezoklimatického resp. mikroklimatického měřítka.

Metoda konstrukce vychází jednak z měřítka mapy a především z plochy listu zobrazující kolem 500 km². Ten bude totiž potřeba zmapovat v relativně krátkém období. Soustředili jsme se proto na zhodnocení všech dostupných podkladů charakterizujících vegetační pokrývku, půdní poměry a především morfometrické charakteristiky reliéfu.

Jednoduchou pětistupňovou balovou klasifikací - nepatrná, slabá, střední, silná, velmi silná intenzita projevu - jsme hodnotili celkem 13 klimatických charakteristik jako je:

- proměnlivost vektoru větru s výškou ve spodní části mezní vrstvy ovzduší,
- předpokládaná intenzita katabatických procesů za radiálního typu počasí,
- intenzita anabatických procesů za radiálního typu počasí,
- předpokládaná velikost vírového proudění,
- velikost vertikálních pohybů v atmosféře,
- intenzita provětrávání,
- předpoklady k výskytu místních inverzí teploty vzduchu,
- maximální teplota vzduchu za radiálního typu počasí,
- minimální teplota vzduchu za radiálního typu počasí,
- relativní vlhkost vzduchu ve dne,
- relativní vlhkost vzduchu v noci,
- trvání sněhové pokrývky,
- intenzita výparnosti.

V mapě jsme vymezili především topoklima vrcholových částí výrazně vystupujících nad okolí, dále pak topoklima konvexních tvarů splývajících s okolím (vrcholovou rovinu), topoklima svahů, které jsme dále členili podle velikosti oslunění. Odlišili jsme velmi dobře osluněné svahy, na něž za jasného počasí dopadá v průměru ročně více než 120% slunečního záření než na rovinu. Za normálně osluněné jsme považovali svahy v rozmezí 99 až 119% vodorovné roviny a pod 98% v porovnání s vodorovnou rovinou jsme považovali za méně osluněné svahy. Dále jsme členili svahy podle předpokladů k vývoji katabatických procesů. Vhloubené tvary byly rozlišeny podle intenzity teplotních inverzí a jako zvláštní kategorie byly vymezeny i hluboce zařezaná údolí ze specifickým mezklimátem. Z aktivního povrchu byl zdůrazněn různý typ urbanizovaných ploch podle jejich vlivu na klimatické procesy a povrch tvořený vodní hladinou.

Koncem sedmdesátých let jsme vypracovali koncepci obsahové náplně a metody sestavení přehledné topoklimatické mapy Československa v měřítku 1:500 000. Přehledné topoklimatické mapy zobrazující menší území, které jsme již dříve v Geografickém ústavu ČSAV vydali prokázaly, že nejschůdnější cestou k jejich sestavení je důkladná analýza tvaru a členitosti reliéfu i vlastností aktivního povrchu. Velké množství vstupních údajů pro konstrukci takové mapy si však vyžádalo metodu automatizované tvorby pomocí počítače. V první etapě bylo Československo rozděleno do sítě plošek po 1 km². Na celém území jich je téměř 130 000. Pro každou z nich jsme v mapách 1:50 000 zjistili převládající orientaci ke světovým stranám, průměrný sklon svahů a druh aktivního povrchu. To vše jako podklad pro charakterizování radiační a teplotní bilance. Orientaci jsme dělili na 8 základních směrů, střední úhel sklonu po jednom stupni do 10°, pak v intervalech 10–14°, 15–19°, 20–24°, 25–29°, 30° a více. Aktivní povrch jsme dělili především na pole a trvalé travní porosty, dále pak na listnatý, jehličnatý a smíšený les, vodní plochy, urbanizovaná území a nakonec aktivní povrch tvořený skalami a antropogenním reliéfem (lomy, nerekulтивované výsypky).

Řadu charakteristik mezní vrstvy ovzduší ovlivňuje vertikální členitost neboli zvlnění povrchu. Z morfometrických studií provedených v naší republice vyplynulo, že nejvhodnější srovnávací plochou k výpočtu vertikální členitosti území u nás je čtverec 4 x 4 km. Hlavním kritériem při volbě velikosti tohoto čtverce byla hustota vodních toků, abychom i v mírně členitém území zachytili v jednom čtverci údolní dno a vrchol svahu. Tento čtverec jsme v rovnoběžkovém a polárníkovém směru posouvali o interval 1 km a tak získávali hodnoty

vertikální členitosti v kilometrové síti. Pro tvorbu přehledné topoklimatické mapy jsme tuto vertikální členitost rozdělili do 4 intervalů. Do výškového rozpětí 50 m na plochu 16 km^2 jsme předpokládali rovinný terén, další kategorie měly rozpětí od 50 do 150 m, 150 do 300 m a nakonec více než 300 m.

Topoklima je výrazně ovlivněno nejen vertikální členitostí, ale zejména typem reliéfu. Jde především o ovlivnění intenzity a trvání stability teplotního zvrstvení. V kilometrové síti máme proto zanešeny všechny z klimatologického hlediska významné konkávní tvary reliéfu. Při posuzování jejich vlivu na stabilitu zvrstvení záleží na jejich ploše a relativním převýšení okolním reliéfem. Plochu mírně členitého dna konkávních forem reliéfu jsme rozdělili do 3 intervalů - do 100, 100 až 500 a nad 500 km^2 . Podobně jsme posuzovali i relativní převýšení okolních svahů do 200, 200 až 500 a nad 500 m. Tak nám vzniklo v podstatě 9 kategorií tvarů vhloubeného reliéfu. Z tohoto systému hodnocení poněkud vybočují ostře zařezaná údolí, kde šířka dna výrazněji nepřevyšuje 1 km: Obvykle jsou tyto údolní systémy dlouhé i několik desítek kilometrů a velmi výrazně ovlivňují vertikální zvrstvení atmosféry. Radíme je tedy jako desátou kategorii vhloubených forem reliéfu.

Zhodnocením těchto taxačních a inventarizačních podkladů jsme vymezili na území ČSSR 10 hlavních typů topoklimatu vzájemně se lišících charakterem proudění, rozdílnou proměnlivostí vektoru vetru s výškou, zvrstvením mezní vrstvy ovzduší, intenzitou vertikálních pohybů a rozptylem atmosferických příměsí. Hlavními typy tedy jsou:

- roviny s vertikální členitostí do 50 m,
- malé plytké konkávní tvary (do 100 km^2 s převýšením 200 m),
- středně velké a hlubší konkávní tvary (100 až 500 km^2 s převýšením 200 až 500 m),
- středně velké a velmi hluboké konkávní tvary (100 až 500 km^2 s převýšením nad 500 m),
- rozlehlé a hlubší konkávní tvary (nad 500 km^2 s převýšením 200 až 500 m),
- rozlehlé a velmi hluboké konkávní tvary (nad 500 km^2 s převýšením nad 500 m),
- ostře zařezané údolní systémy,
- pahorkatiny s vertikální členitostí 50 až 150 m,
- vrchoviny s vertikální členitostí 150 až 300 m,
- hornatiny s vertikální členitostí nad 300 m.

Každý z těchto typů topoklimatu se pak dále dělí podle charakteru aktivního povrchu případně sklonu a orientace na dalších 5 subtypů v nichž je mezklima ovliněno

- porostem lesů,
- urbanizovaným povrchem,
- vodními plochami,
- vyššími hodnotami radiační bilance,
- sníženými hodnotami radiační bilance.

Obsahem topoklimatických map je tedy široká škála vlivů jednotlivých faktorů přírodního prostředí na mezní vrstvu atmosféry. Takto pojaté topoklimatické mapy pak umožňují další, detailní členění jednotlivých makroklimatických regionů a jsou jakýmsi vyvrcholením klimatologického výzkumu. Rozšíření topoklimatického mapování a rozvoj jeho metod je tedy nedílnou součástí cesty k poznání přírodního prostředí a následně i k jeho ovlivňování a ochraně.

Т.С. КОНСТАНТИНОВА

Отдел географии
АН Молдавской ССР,
Кишинев

МИКРОКЛИМАТИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В МОЛДАВСКОЙ ССР

Эффективность сельскохозяйственного производства, наряду с агротехникой, сортовой политикой, в значительной степени зависит от рационального использования природно-ресурсного потенциала конкретной территории.

Условиями среды обитания и, в первую очередь, почвенно-климатическими, определяются скорость наступления фаз, темпы накопления биомассы, поражение растений вредителями и болезнями и, как результат, количество и качество получаемой продукции. В оптимальных условиях роста и развития растений, помимо получения высоких и стабильных урожаев, обеспечивается уменьшение энергозатрат на единицу продукции.

В условиях расчлененного рельефа, характерного для поверхности Молдавии, территориальная организация хозяйства требует знания и учета, наряду с почвенными условиями, и показателей микроклимата, так как ими определяется структура посевных площадей, набор и сортовой состав сельскохозяйственных культур, агротехнические приемы, необходимость и виды мелиораций и т.д. Следует отметить, что качественная оценка территории является уже недостаточной. Необходимы количественные показатели, характеризующие заморозко-, морозоопасность, ресурсы тепла вегетационного периода, условия перезимовки растений и т.д. Знание этих и других показателей климата, их сопряженный анализ с биологическими требованиями сельскохозяйственных культур позволят подобрать культуры и сорта, максимально соответствующие данным условиям среды.

Оценке агроэкологического потенциала Молдавии в целом, и агроклима-

тического в частности, в последнее время уделяется большое внимание.

Для выявления агроклиматических ресурсов территории республики анализируются режимные материалы метеорологических станций, используются методика микроклиматических расчетов, разработанная в Главной геофизической обсерватории, опыт зарубежных ученых. Кроме того, большое внимание отводится организации и проведению полевого эксперимента, осуществляемого на 4-х эколого-географических стационарах. Необходимость организации и проведения стационарных исследований связана с тем, что действующие метеостанции на территории республики не охватывают всего разнообразия физико-географических условий ее территории. Полевой эксперимент позволит охватить исследованиями наиболее характерные формы рельефа, значительный спектр почв. Собранная информация поможет уточнить полученные расчетным путем характеристики микроклимата, а также разработать ряд новых показателей, отражающих экологические условия жизнедеятельности биологических объектов.

Выбору мест размещения стационаров предшествовал ландшафтный анализ территории, что позволило охватить исследованиями все физико-географические зоны республики. Транссекты проложены с учетом максимального охвата форм рельефа и типов почв, характерных для данной ландшафтной зоны.

Изучение микроклимата на стационарах сопряжено с наблюдениями за биологическими объектами. Для этого организованы экологические севообороты таким образом, чтобы одни и те же культуры занимали различные местоположения в рельефе.

Программа полевых микроклиматических наблюдений включает изучение пороговых значений, характер распределения во времени и пространстве метеоэлементов, которые оказывают непосредственное влияние на растения как в период активной их вегетации, так и в период покоя. Наблюдения проводятся в течение всего года, что имеет своей целью, наряду с уточнением изменчивости традиционных показателей климата в рельефе, получить новые, позволяющие полнее оценить условия среды, при которых проходит весь вегетационный период растений и отдельные его этапы.

На необходимость дополнения характеристик климата в условиях неоднородного рельефа говорят результаты анализа литературных источников, содержащих требования культуры к условиям среды на конкретном этапе своего развития. Например, нерегулярное плодоношение абрикоса, характерное для Молдавии,

плодоводы объясняют недостаточно высокой зимостойкостью цветочных почек, их повреждением во время зимних колебаний температуры, частого перехода через 0° . Из-за резкой смены тепла холодом страдают плодовые, так как высокие температуры в феврале, марте провоцируют распускание почек, а последующее снижение температуры обуславливает их гибель. Так, в силу указанных условий, в 1968 году погибли 90 % цветочных почек у ряда растений сливы. Таким образом, задача состоит в выделении и количественной оценке тех факторов, которые придется преодолевать культурам в течение вегетационного цикла и отдельных его подпериодов.

Температурные условия зимнего периода, кроме минимальной температуры, оцениваются по показателям продолжительности действия температур различных градаций, по частоте, интенсивности и длительности оттепелей. Ресурсы тепла периода вегетации оцениваются по датам последнего весеннего и первого осеннего заморозка, длине безморозного периода, по значениям максимальной температуры, по вероятности смены активных температур низкими, губительными для того или иного растения, по комплексу температурно-влажностного режима и др.

Поскольку действие температуры на цветочные почки и побеги зависит не только от уровня ее понижения, но и от длительности ее воздействия на растения, интерес представляет выявление этих характеристик, т.е. наряду с пороговыми значениями следует установить время (период), в течение которого те или иные градации температур могут наблюдаться в данном месте. Исследование временной структуры термического режима в условиях неоднородного рельефа поможет ответить на ряд вопросов практического значения, связанных в первую очередь с условиями прохождения растениями периода покоя (перезимовки), ибо использование одного показателя (минимальной температуры) для оценки зимних условий представляется, в силу сказанного, недостаточным.

Учитывая, что понижение температуры почвы до уровня критического, представляющего угрозу для корневой системы, в условиях Молдавии – явление крайне редкое, то большее внимание уделено изучению характера временной и пространственной изменчивости температур теплого периода года, т.к. это во многом определяет объем накопления подземной биомассы, влияет на почвообразовательный процесс, в комплексе с влагой обуславливает почвенную засуху. Поэтому получение параметров, характеризующих термический режим почв различного механизма и различных форм рельефа, представляет научную и практическую значимость.

Большая часть территории республики находится в зоне с неустойчивым и недостаточным увлажнением и, в связи с этим исследования условий увлажнения, их изменчивости под влиянием физико-географических факторов также являются одной из задач микроклиматологов. Для оценки влажностного режима используются наблюдения за влажностью почвы в сроки, совпадающие со сроками проведения этих наблюдений на метеостанциях, а также в момент наступления различных фаз растений. Сопряженные исследования временной динамики влажности почвы с ростом и развитием культур поможет выявить водопотребление и водообеспеченность растений.

Известно, что традиционным показателем уровня увлажнения является влажность воздуха. Вместе с тем, довольно мало разработок, характеризующих изменчивость этого показателя в рельефе. Между тем, ряд биологических объектов (например, черешня) довольно чувствительны как к высоким, так и к низким уровням влажности. Кроме того, влажность является одним из факторов среды, определяющих пораженность растений различными болезнями. Поэтому свою задачу видим в исследованиях и этого показателя.

В таблице 1 даны некоторые климатические характеристики, полученные в результате проведения натурного эксперимента. Обращает на себя внимание различие числа дней с низкой относительной влажностью ($\leq 30\%$), по профилю одного и того же склона, в отдельные месяцы периода вегетации.

Поставленная перед нами Президиумом АН МССР и практиками задача довольно большая и трудоемкая. Для ее решения проводятся широкомасштабные исследования с охватом всех сезонов года, а также используются различные методы (рассчетные, выявление зависимости между различными показателями климата, проведение натурного эксперимента).

Обобщение многолетних данных и информации, полученной на стационарах, позволило разработать ряд крупномасштабных карт (например, карта одного из хозяйств Криулянского района).

Анализ ее показывает, что в пределах одного хозяйства, занимающего площадь более 3,5 тыс. га, разница в продолжительности вегетационного периода составляет 30 дней, в уровнях зимних минимальных температур достигает 7° . По морозо- и заморозкоопасности в пределах указанного хозяйства выделено 7 микрорайонов (таблица 2).

Таблица 1

Изменчивость относительной влажности воздуха в рельефе
(ч/дн $\leq 30\%$; $\geq 80\%$; ч/дней с непрерывной продолжительностью относительной влажности
воздуха указанных градаций). МССР, Баурчинский стационар, 1985 г.

Точка наблюдения	VI				VII				VIII				IX			
	$\leq 30\%$		$\geq 80\%$		$\leq 30\%$		$\geq 80\%$		$\leq 30\%$		$\geq 80\%$		$\leq 30\%$		$\geq 80\%$	
	а	б	а	б	а	б	а	б	а	б	а	б	а	б	а	б
Водораздельное плато	4	3	25	13	-	-	-	-	11	5	18	9	11	7	17	15
Середина вост. склона	8	4	29	16	-	-	-	-	19	9	20	11	13	7	21	15
Нижняя часть вост. склона	4	3	29	16	-	-	-	-	13	5	23	14	9	3	22	17

а - ч/дней общее

б - с непрерывной продолжительностью

Таблица 2

Показатели условий заморозко- и морозоопасности для территории

МКО имени А. Аники Криюлянского района МССР (S = 3630 га)

№ п/п	Микроклиматические районы по	Степень морозо-опасности	Изменение скорости ветра	Морозоопасность Т абс.		Морозоопасность		
				50 %	10 %	20 %	10 %	дни
1.	Водораздельные поверхности. Верхние части крутых склонов (H=150-200 м; H=125-175 м; уклоны 6-8° и более)	5	1,2 ± 1,4	-18 ± -19	-23 ± -25	-1,0 ± 0,0	-2,0 ± -1,0	195 ± 200
2.	Верхние части пологих склонов, средние части крутых склонов (H=125-175 м; 100-150 м, Δ H=100-150 м; 75-125 м; уклоны менее 6° и 6-8° и более)	4	1,1 ± 1,2	-19 ± -20	-25 ± -26	-1,5 ± -1,0	-2,5 ± -3,0	190 ± 195
3.	Средние части пологих склонов (H=75-125 м, Δ H=50-100 м; уклоны менее 6°)	3	1,0 ± 1,1	-21 ± -22	-27 ± -28	-2,0 ± -1,5	-3,5 ± -3,0	185 ± 190
4.	Выровненные места	3	1,0	-22 ± -23	-28 ± -29	-2,5 ± -2,0	-4,0 ± -3,5	180 ± 185
5.	Нижние части крутых склонов широких балок (H=50-100 м; Δ H=25-75 м, уклоны 6-8° и более)	2	0,8 ± 1,0	-23 ± -24	-29 ± -30	-3,0 ± -2,5	-4,5 ± -4,0	175 ± 180
6.	Нижние части пологих склонов, долины балок с большим уклоном вдоль линий стока (H=25-75 м, Δ H=50 м, уклоны 1-3° и до 6°)	2	0,7 ± 0,8	-24 ± -25	-30 ± -31	-3,5 ± -3,0	-5,5 ± -4,5	170 ± 175
7.	Долины со слабым уклоном вдоль линий стока	1	0,6 ± 0,7	-25 ± -26	-31 ± -32	-4,0 ± -3,5	-6,5 ± -5,5	160 ± 170

К таким разработкам практики проявляют большой интерес. Они являются, наряду с почвенными картами, основой при принятии решений, связанных с использованием агроэкологического потенциала территорий с холмистым рельефом.

Выполнение программы микроклиматических исследований параллельно с фенологическими и биометрическими наблюдениями нацелено на изучение особенностей микроклиматов территории республики, выявление физических закономерностей, их обуславливающих, на оценку агроклиматических ресурсов и разработку научной основы их рационального использования.

JERZY GRZYBOWSKI

Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania
Polskiej Akademii Nauk
Warszawa

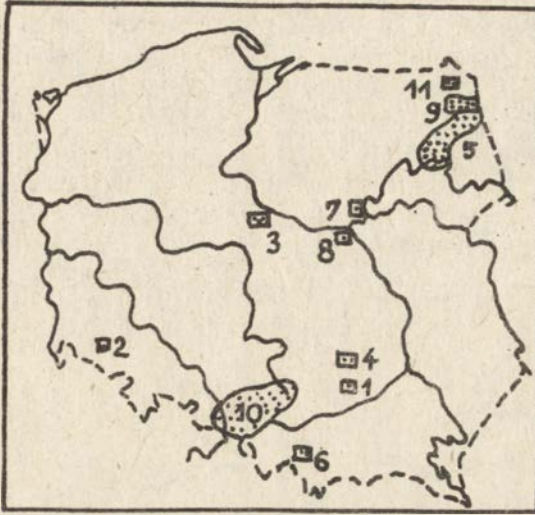
PRÓBA WYRÓŻNIENIA TYPÓW TOPOKLIMATU NA OBSZARZE POLSKI

1. Wprowadzenie

Jednorodne jednostki przestrzenne poszczególnych składników środowiska geograficznego można systematyzować według podobieństwa cech, tzn. przeprowadzać ich typologię, albo też według niepowtarzających się cech indywidualnych tworząc w ten sposób regionalizację. Zarówno jednostki typologiczne jak i regionalne mogą tworzyć systemy hierarchiczne zależnie od szczegółowości ujęć analizowanych elementów (J. Kondracki, 1969). W Polsce szczególnie rozwinięte są badania krajobrazu jako całości wiążącej wszystkie składniki środowiska, nie brak jednak także typologicznych ujęć poszczególnych składników.

Pierwszy projekt legendy do topoklimatycznej mapy Polski opracowany został przez J. Paszyńskiego (J. Paszyński, M. Kluge, 1973; J. Paszyński, 1980). Polegał on na "przypisaniu z góry wydzielonym najmniejszym jednostkom geograficznym treści klimatologicznej". Podstawą klimatologicznego opisu tych jednostek była struktura bilansu ciepłego powierzchni czynnej. Na podstawie tej metody, częściowo zmodyfikowanej, opracowano szereg map topoklimatycznych dla różnych obszarów Polski (ryc. 1). Modyfikacje szły przede wszystkim w kierunku wyróżniania topoklimatycznych jednostek przestrzennych niezależnie od jednostek geograficznych, a więc bezpośrednio na podstawie tych właściwości powierzchni czynnej, które decydują o topoklimatycznej jednorodności danego obszaru (J. Grzybowski, 1983a, 1986a).

Mapy topoklimatyczne, opracowane na podstawie analizy struktury bilansu ciepłego, objęły większość występujących w Polsce typów krajobrazu. Na części obszarów objętych kartowaniem topoklimatycznym prowadzone były pomiary składników bilansu ciepłego powierzchni czynnej. Umożliwiły one bardziej precyzyj-



Ryc. 1. Obszary badań topoklimatycznych prowadzonych w Zakładzie Klimatologii IGiPZ PAN na podstawie analizy wymiany energii między atmosferą a podłożem

1. Okolice Pińczowa (Paszyński, 1966), 2. Okolice Wojcieszowa (Skoczek, 1970), 3. Arkusz Włocławek (Paszyński, 1973), 4. Arkusz Kielce (Kluge, 1974), 5. Kotlina Biebrzańska (Grzybowski, 1981, 1983a), 6. Beskid Makowski (Grzybowski, 1983b), 7. Okolice Sierocka (Grzybowski, 1986a), 8. Północna część Kotliny Warszawskiej (Grzybowski, 1986b), 9. Arkusze Augustów i Płaska (Grzybowski, 1984), 10. Województwo katowickie (Grzybowski, w druku), 11. Suwalski Park Krajobrazowy (badania w toku).

ne określenie kryteriów wyróżniania poszczególnych jednostek przestrzennych. Stanowiły też ilustrację do mapy w konkretnych typach pogody i warunkach fizycznogeograficznych.

2. Cel pracy

W związku z objęciem różnych typów krajobrazu Polski kartowaniem topoklimatycznym, zarysował się problem przedstawienia typologii topoklimatu dla obszaru całego kraju na jednej mapie uogólniającej wszystkie najważniejsze zja-

wiska i procesy klimatologiczne, zachodzące w skali lokalnej. Celem pracy była próba sporządzenia typologii topoklimatu Polski i przedstawienia jej na mapie przeglądowej. Opracowane w toku wcześniejszych badań (J. Paszyński, M. Kluge, 1973; J. Paszyński, 1980; J. Grzybowski, 1986b) legendy do map topoklimatycznych dostosowane były do skali od 1:10 000 do 1:100 000. W ramach tej pracy opracowano również kryteria wyróżniania jednostek i ich taksonomii oraz przygotowano legendę do mapy w skali przeglądowej dla obszaru całego kraju.

3. Metody opracowania typologii

Punktem wyjścia sporządzenia przeglądowej mapy topoklimatycznej Polski było równanie bilansu cieplnego powierzchni czynnej, które w niniejszym opracowaniu stosowano w ogólnej postaci:

$$Q + (B) = H + E + S$$

gdzie $Q = K + L = K^{\downarrow} + K^{\uparrow} + L$

Q oznacza saldo promieniowania w pełnym zakresie widma, K - saldo promieniowania w zakresie krótkofalowym, K^{\downarrow} - całkowite promieniowanie słoneczne (bezpośrednie i rozproszone), K^{\uparrow} - odbite promieniowanie słoneczne, L - saldo promieniowania w zakresie długofalowym, S - strumień ciepła w glebie, H - turbulencyjny strumień ciepła jawnego, E - turbulencyjny strumień ciepła utajonego, B - ciepło pochodzenia antropogenicznego wyzwalane w czasie procesów spalania.

Wychodząc z założenia, że lokalne cechy środowiska wpływające na strukturę bilansu cieplnego powierzchni czynnej można uogólniać, podobnie jak cechy krajobrazu, wyróżniono, w nawiązaniu do opracowanej przez J. Kondrackiego (1969) typologii krajobrazu, rodzaje, gatunki i odmiany topoklimatu. Przechodząc do jednostek przestrzennych wyższego rzędu, uogólniano jedynie te właściwości fizyczne powierzchni czynnej, które wpływają na zróżnicowanie jej bilansu cieplnego. Eliminowano więc te cechy klimatu, które są wynikiem oddziaływania czynników natury mezoklimatycznej i makroklimatycznej, a uwypuklano wynikające ze zróżnicowania powtarzających się lokalnych cech powierzchni czynnej.

Topoklimat możemy rozpatrywać nawet w odniesieniu do dużych powierzchni odpowiadających w typologii fizycznogeograficznej klasom krajobrazu. Możemy na przykład mówić o topoklimacie wyżyn, pod warunkiem, że będziemy się zajmować jednorodnością dopływu promieniowania słonecznego na stoki o różnej ekspozycji i nachyleniu, wymianą ciepła z podłożem na podstawie przeważających ty-



Ryc. 2. Typy topoklimatu. Polski północno-wschodniej. Objaśnienia w tabeli 1.

pów gleb, a więc pod wpływem czynników miejscowych posiadających wyraźne cechy wspólne na znacznym obszarze dającym się przedstawić w skali 1:100 000 i mniejszej. Podstawą sporządzenia tego typu mapy jest analiza wpływu właściwości aerodynamicznych, radiacyjnych i termiczno-wilgotnościowych powierzchni czynnej na strukturę jej bilansu cieplnego. Mapa taka nie może być konstruowana na podstawie danych ze standardowej sieci meteorologicznej, a przy wyróżnianiu poszczególnych jednostek przestrzennych nie stosuje się metody izolinii.

W niniejszym opracowaniu kryterium wyróżniania rodzajów topoklimatu było zróżnicowanie salda promieniowania słonecznego na powierzchni trawiastej w konsekwencji zmieniających się ekspozycji zboczy i ich nachyleń, a także wysokości względnych wpływających na stopień zasłonięcia horyzontu. W celu obliczenia wielkości salda promieniowania (Q) zastosowano równania regresji wyrażające związek pomiędzy saldą tego promieniowania na powierzchni trawiastej i nachylonej dla różnych szerokości geograficznych i poszczególnych miesięcy opracowaną przez E.N. Romanową, G.K. Mosołową i I.A. Bieriesniewą (1983).

Kryterium wyróżniania gatunków topoklimatu stanowiła struktura salda promieniowania słonecznego. Gatunki topoklimatu określano na podstawie różnic w procentowym udziale poszczególnych strumieni ciepła. Przy określaniu wielkości poszczególnych strumieni ciepła stosowano opracowaną wcześniej, uproszczoną metodę ich obliczania (J. Grzybowski, 1984), a przy wyróżnianiu granic jednostek podobne zasady jak w przypadku map w skali 1:100 000 i większej (J. Grzybowski, 1983a, 1986b). Uwzględniano te spośród składników bilansu cieplnego, których sumy stanowią zazwyczaj nie mniej niż 25% sum salda promieniowania.

Odmiany topoklimatu wyróżniano na podstawie cech i właściwości powierzchni czynnej wpływających na dalszą modyfikację topoklimatów. Uwzględniono strumienie ciepła stanowiące zazwyczaj mniej niż 25% sum salda promieniowania, a więc przede wszystkim strumień ciepła w glebie. Przy wyróżnianiu jednostek przestrzennych kierowano się przede wszystkim rodzajem gleby wpływającym w dużym stopniu na jej pojemność cieplną. Innym kryterium wyróżniania odmian topoklimatu były cechy środowiska geograficznego szczególnie sprzyjające takim procesom lokalnym jak stagnacja mas powietrza, konwekcja, wzmożona turbulencja itp.

Schemat konstrukcji samej legendy był następujący (tabela 1): w rubrykach pionowych wyszczególniono kryteria wyróżniania rodzajów topoklimatu, zaś w poziomych gatunków. Na skrzyżowaniu poszczególnych wierszy w powstałej w ten

		TYPY TOPOKLIMATU		POLSKI			
Rodzaj	Gatunek:	1. O stosunkowo dużych wartościach turbulencyjnego strumienia ciepła jawnego	2. O wyrównanych proporcjach pomiędzy turbulencyjnymi strumieniami ciepła jawnego i utajonego	3.0 stosunkowo dużych wartościach turbulencyjnego strumienia ciepła utajonego	4.0 stosunkowo niskich wartościach salda promieniowania w zakresie długofalowym	5.0 stosunkowo dużych wartościach strumienia ciepła wyzwolonego w antropogen. procesach spalania	6.0 stosunkowo dużych wartościach turbulencyjnego strumienia ciepła utajonego nad zbiornikami wodnymi
1. O saldzie promieniowania słonecznego mało zmienionym przez rzeźbę terenu / 95% < Q < 105%/	1.1. Turbulencyjny czynnych pól eolicznych piaszków pokrywowych, plaż i mierzei nadmorskich	1.2. Konwekcyjno-ewaporacyjny nizinnych ekosystemów polnych i łąkowych 1.2.1. W odmianie o stosunkowo małej pojemności cieplnej gleby 1.2.2. W odmianie o stosunkowo dużej pojemności cieplnej gleby 1.2.3. W odmianie o stosunkowo dużym lokalnym zróżnicowaniu pojemności cieplnej gleby i dużej wilgotności względnej powietrza	1.3. Ewaporacyjny nizinnych ekosystemów łąkowych 1.3.1. W odmianie o lokalnej stagnacji mas powietrza w dolinach rzecznych 1.3.2. W odmianie o stagnacji mas powietrza na rozległych obszarach podmokłych o warunkach szczególnie sprzyjających rozwojowi mgieł. Na obszarach zajętych przez torfy zmienne wartości strumienia ciepła w glebie	1.4. Nizinnych ekosystemów leśnych	1.5. Antropogeniczny nizinny 1.5.1. W odmianie o swobodnym przepływie mas powietrza 1.5.2. W odmianie z lokalną stagnacją mas powietrza	1.6. Ewaporacyjny nizinnych zbiorników wodnych /charakterystyka salda promieniowania dotyczy otoczenia zbiorników/	
2. O saldzie promieniowania stanowiącym wiosną i jesienią na stokach pn 80-95% sum tego salda na obszarach płaskich, a na stokach pd do 120 %	2.1. Konwekcyjny pagórkowatych i wyżynnych ekosystemów polnych i muraw kserotermicznych 2.1.1. W odmianie o stosunkowo małych różnicach w wartości turbulencyjnego strumienia ciepła jawnego pomiędzy dnami płytkich zagłębień a powierzchnią wysoczyzny. Występują tu na przemian zbocza o różnej ekspozycji. 2.1.2. W odmianie o stosunkowo dużych różnicach w wartości turbulencyjnego strumienia ciepła jawnego pomiędzy dnami zagłębień a powierzchnią wysoczyzny. Występują tu zbocza jw. 2.1.3. W odmianie jw, ale na zboczach o ekspozycji pd /o nachyleniu 10-25°/ otrzymujących podwyższone sumy całkowitego promieniowania słonecznego 2.1.4. W odmianie jw, ale na zboczach o ekspozycji pn /10-25°/ otrzymujących obniżone sumy całkowitego promieniowania słonecznego	2.2. Konwekcyjno-ewaporacyjny pagórkowatych i wyżynnych ekosystemów polnych i łąkowych 2.2.1. W odmianie o przeciętnej pojemności cieplnej gleby i swobodnym przepływie mas powietrza 2.2.2. W odmianie o przeciętnej pojemności cieplnej gleby i lokalnej stagnacji mas powietrza 2.2.3. W odmianie o stosunkowo dużej pojemności cieplnej gleby	2.3. Ewaporacyjny pagórkowatych i wyżynnych ekosystemów łąkowych 2.3.1. W odmianie o swobodnym przepływie mas powietrza 2.3.2. W odmianie o lokalnej stagnacji mas powietrza	2.4. Pagórkowatych i wyżynnych ekosystemów leśnych	2.5. Antropogeniczny obszarów pagórkowatych i wyżynnych 2.5.1. W odmianie o swobodnym przepływie mas powietrza 2.5.2. W odmianie z lokalną stagnacją mas powietrza	2.6. Ewaporacyjny wyżynnych zbiorników wodnych /charakterystyka salda promieniowania dotyczy otoczenia zbiorników/	
3. O saldzie promieniowania słonecznego stanowiącym wiosną i jesienią na stokach pn 60-80% sum tego salda na powierzchni płaskiej, a na stokach pd 120-125%. W dolinach zasłonięcie horyzontu wpływa na zmniejszenie tego salda przez cały rok.	3.1. Konwekcyjny ekosystemów polnych w górach średnich	3.2. Konwekcyjno-ewaporacyjny ekosystemów polnych i łąkowych w górach średnich	3.3. Ewaporacyjny ekosystemów łąkowych w górach średnich 3.3.1. W odmianie o swobodnym przepływie mas powietrza 3.3.2. W odmianie o lokalnej stagnacji mas powietrza	3.4. Ekosystemów leśnych w górach średnich /reglowy/	3.5. Antropogeniczny w górach średnich	3.6. Ewaporacyjny zbiorników wodnych w górach średnich /charakterystyka salda promieniowania dotyczy otoczenia zbiorników/	
4. O saldzie promieniowania słonecznego wynoszącym wiosną i jesienią na stokach pn mniej niż 60% sum tego salda w porównaniu z powierzchnią płaską, a na pd więcej niż 125%. Zasłonięcie horyzontu znacznie ogranicza dopływ promieniowania słonecznego. Duże inwersje temperatur, a także opadów.	4.1. Konwekcyjny ekosystemów wysokogórskich	4.2. Konwekcyjno-ewaporacyjny ekosystemów łąkowych w górach wysokich				4.6. Ewaporacyjny zbiorników wodnych w górach wysokich /charakterystyka salda promieniowania dotyczy otoczenia zbiorników/	

sposób tabelce znajdują się nazwy gatunków, które pochodzą od głównych sposobów wymiany energii w danej jednostce oraz głównej formy użytkowania gruntów w danym ekosystemie. Obok nazw gatunków topoklimatu przedstawiono opis niektórych odmian topoklimatu. Z uwagi na skalę opracowania przedstawiono jedynie niektóre odmiany topoklimatu kierując się przy ich wyróżnianiu zwykłymi zasadami generalizacji kartograficznej.

Mapę typów topoklimatu Polski zredagowano w skali 1:1 000 000. Tabela 1 przedstawia legendę dotyczącą tej mapy, natomiast na ryc. 2 zamieszczono fragment mapy obejmujący Polskę północno-wschodnią.

4. Zakończenie

Zróznicowanie przestrzenne topoklimatu jest szczególnie wyraźne w czasie pogody typu radiacyjnego i do takich warunków należy odnieść niniejszą mapę. Niewątpliwie dyskusyjnym zagadnieniem jest przedstawianie zjawisk i procesów topoklimatycznych w skali przeglądowej bez uwzględniania czynników natury mezo-klimatycznej. Tym niemniej rozróżnianie, które procesy i zjawiska są natury lokalnej i kształtują się, jak pisze J. Paszyński (1980) "pod wpływem czynników miejscowych, tzn. występujących na danym obszarze lub w jego najbliższej okolicy", a które na obszarach położonych z dala od tego terenu, jest, jak się wydaje, możliwe. Opracowanie przeglądowej mapy topoklimatycznej Polski otwiera możliwość sporządzenia analogicznej mapy dla obszaru Europy lub jej wybranego fragmentu, co uzupełniłoby spojrzenie na procesy fizycznogeograficzne zachodzące na dużych obszarach.

Literatura

- Grzybowski J., 1981, Mapa topoklimatyczna Kotliny Biebrzańskiej, rękopis, Zakład Klimatologii, IGiPZ PAN, Warszawa.
- Grzybowski J., 1983a, Wyróżnianie i klasyfikacja jednostek przestrzennych wymiany energii na powierzchni czynnej na przykładzie Kotliny Biebrzańskiej, *Przegl. Geogr.*, 55, 2.
- Grzybowski J., 1983b, An attempt at the delimitation and classification of energy exchange spatial units, on the exemple of the Beskid Makowski mountain range, *Zeszyty Nauk. Uniw. Jagiell.*, *Prace Instytutu Geogr.*, 79.

- Grzybowski J., 1984, Mapa topoklimatyczna, arkusze Augustów i Płaska, 1:50 000, rękopis, Zakład Fizjografii Urb., Instytutu Kształtowania Środowiska, Warszawa.
- Grzybowski J., 1986a, Mapa wymiany energii między atmosferą a podłożem jako podstawa analizy funkcjonowania środowiska geograficznego, Przegl. Geogr. 58, 1.
- Grzybowski J., 1986b, L'influence des propriétés physiques de la surface active sur la répartition des topoclimats, International Symposium on topoclimatology and its applications, Liège, Mont Rigi, Belgium, March 14-16, 1985. Proceedings of the Conference.
- Grzybowski J., w druku, Mapa topoklimatyczna województwa katowickiego, Prace Ośrodka Dokumentacji Fizjograficznej PAN, Kraków.
- Kluge M., 1974, Podstawowe jednostki topoklimatyczne na arkuszu mapy topograficznej 1:100 000, Kielce, rękopis, Zakład Klimatologii, IGiPZ PAN, Warszawa.
- Kondracki J., 1969, Podstawy regionalizacji fizycznogeograficznej, Warszawa.
- Paszyński J., 1966, Klimat okolic Pińczowa, Prace Geogr. IG PAN, 47.
- Paszyński J., 1973, Opracowanie próbnego arkusza mapy topoklimatycznej 1:100 000, arkusz Włosławek, rękopis, IGiPZ PAN, Warszawa.
- Paszyński J., 1980, Metody sporządzania map topoklimatycznych, w: Metody opracowań topoklimatycznych, Dok. Geogr., 3.
- Paszyński J., Kluge M., 1973, Klimat, w: Studia nad metodą zbierania informacji o środowisku geograficznym Polski w skali przeglądowej, maszynopis pow., IGiPZ PAN Warszawa.
- Romanowa E.N., Mosołowa G.I., Bieriesniewa I.A., 1983, Mikroklimatologija i jejo znaczenije dlja selskogo chozjaistwa, Gidrometeoizdat, Leningrad.
- Skoczek J., 1970, Wpływ podłoża atmosfery na przebieg dobowy bilansu cieplnego powierzchni czynnej, Prace Geogr. IG PAN, 84.

MICHEL LECOMPTE

Unité de Formation et de Recherche,
Géographie, Histoire et Sciences de la Société
Université Paris VII
Paris

- LA CLIMATOLOGIE ET LA PHYTOCLIMATOLOGIE DYNAMIQUES:
UNE SOLUTION A LA QUESTION DES LIMITES CLIMATIQUES

1. Position du problème

La question des limites climatiques est liée à la définition des climats. Ceux-ci sont traditionnellement conçus comme des combinaisons de variables (éléments climatiques) supposées stables sur un espace minimal. Or la tradition résiste mal à la critique.

Le climat n'ayant pas de véritable définition dans l'absolu (Hare 1985) la formulation des synthèses climatiques est contingente à des domaines d'application particuliers de la climatologie.

Le végétal et la végétation constituent une référence de choix parce qu'ils intègrent sur place le climat auquel ils sont sensibles (bioclimat ou phytoclimat), mais les voies de cette synthèse restent mystérieuses, et les formules ou indices bioclimatiques, aussi nombreux qu'il est d'auteurs, n'en constituent que de grossiers modèles. Aussi ces derniers n'apportent-ils guère d'explication à la géographie botanique, si ce n'est d'astucieuses présentations (Emberger 1930a et b).

Les variables climatiques sont par nature continues; l'instabilité spatiale du climat est donc la règle, quoiqu'avec des nuances importantes selon la configuration des lieux (Choisnel et Payen 1988). Où placer des coupures dans un tel contexte? Les systèmes climatiques ne résolvent pas mieux cette question que celle de la définition des climats.

2. Recours à la climatologie et à la phytoclimatologie dynamiques

Tandis que le climat semble conceptuellement inatteignable dans sa globalité, ses variations peuvent constituer un objet concret d'étude. La genèse

atmosphérique du climat explique le caractère linéaire de ces variations, et aussi leur continuité (gradients linéaires).

Dans une optique cinétique, l'étude du climat est inséparable de celle de la dynamique atmosphérique qui l'engendre; il s'agira donc d'une climatologie dynamique. Et comme les variations spatiales du tapis végétal contribueront à l'analyse des transitions, ou limites, climatiques, ce sera aussi une phytoclimatologie dynamique.

La suite de l'exposé montre de quelle manière l'approche dynamique permet de dépasser les difficultés précédentes, sans nécessité d'explicitier préalablement le climat, et en tirant même avantage de la continuité des variables climatiques.

2.1. Analyse dynamique des gradients climatiques

L'analyse dynamique des gradients climatiques est abordable de manière directe ou indirecte. De manière directe lorsque les mouvements atmosphériques sont matérialisés par les nuages, ou des ballons (Fallot 1987) la distribution de l'enneigement, la déformation des arbres (Alcoforado 1984) etc. Ces mouvements peuvent être également simulés par modélisation physique ou mathématique (Fallot, *ibid.*). De manière indirecte, en recourant aux indications des réseaux climatiques.

Les diverses circulations atmosphériques se caractérisent en effet par des configurations propres des champs climatiques liés, expressions de l'interaction de l'atmosphère et du relief. Réciproquement, la structure d'un champ régional est suggestive, dans un contexte synoptique donné, de telle ou telle modalité de la dynamique de l'air; les hypothèses dynamiques suggèrent à leur tour un schéma de variation continue des grandeurs climatiques à l'intérieur des mailles du réseau de mesures. Ce schéma peut être vérifié en introduisant des stations intermédiaires (en affinant la maille du réseau) comme il sera illustré ci-dessous.

Des limites climatiques peuvent tout naturellement prendre place au niveau des variations accélérées de ces grandeurs. Mais elles n'ont pas la signification habituellement recherchée, car les climats qu'elles séparent sont homogènes non par les valeurs absolues de leurs éléments, mais par leurs modalités dynamiques; par exemple, la détente des flux ascensionnels sur une facade montagneuse, d'où résultent des variations coordonnées (covariations) de divers éléments climatiques.

Les champs climatiques peuvent être décrits par des analyses multivariées, comme ci-dessous. Leur interprétation dynamique requiert une connaissance de la circulation générale, génératrice des phénomènes d'échelle supérieure. Le plus souvent, seule cette circulation nous est quotidiennement connue sur une longue durée, et seule elle permet d'estimer la fréquence des phénomènes qu'elle génère, dynamiques et climatiques. Les circulations quotidiennes peuvent être rapportées à un nombre limité de types, soit par la reconnaissance visuelle des formes isobariques (Delannoy et Lecompte 1975) soit par des classifications automatiques (Bénichou 1985); malgré son empirisme, le jugement visuel ne paraît pas le moins satisfaisant, notamment par la facilité d'y intégrer facilement l'expérience acquise.

2.2. Contribution de la végétation à la connaissance des gradients climatiques

La distribution des formations végétales permet d'orienter les gradients climatiques lorsque ces gradients organisent la végétation, sous forme de zones ou d'étages (Emberger, *ibid.*). Un agencement particulier des formations permet parfois d'isoler une dynamique particulière parmi celles composant les gradients directeurs de la végétation (fig. 1).

La végétation apporte ensuite des informations sur la cinétique du climat. En effet, il n'est pas douteux que les gradients climatiques se répercutent sur les variations de la flore, avec des correspondances entre les accélérations des uns et des autres, puisque la distribution des espèces intègre la totalité des contraintes climatiques.

Il sera donc intéressant de se livrer à une analyse statistique des variations linéaires de la composition floristique du tapis végétal parallèlement aux gradients climatiques. Dans les mailles des réseaux, elle pourra fournir des indications quant à la localisation et à la force des transitions ou limites climatiques telles que les laissent prévoir les schémas de continuité tirés de l'analyse dynamique du climat: ces limites se signaleront par des sortes d'accidents floristiques.

Toutefois, le "reflet" botanique des variations climatiques peut être déformé par des interférences diverses, écologiques, chorologiques, historiques. La bonne clarté des relations entre climat et végétation suppose un minimum d'uniformité de ces contraintes, quoiqu'il soit théoriquement possible d'analyser l'influence de chacune. Mais il n'est pas nécessaire en revanche que l'équilibre de la végétation soit climatique; la distribution des espèces rudérales le long des grandes routes, ou celle des états phénologiques des

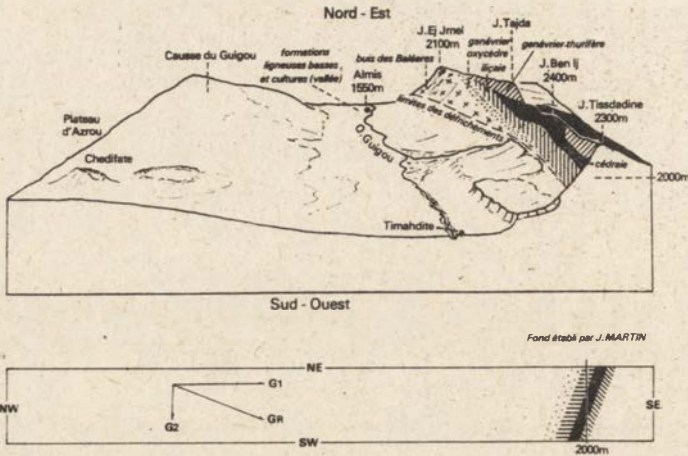


Figure 1. Décomposition d'un gradient climatique (pluviothermique) d'après l'agencement de la végétation sur un relief.

L'organisation étagée de la végétation sur le relief bordant la plaine du Guigou vers le SW dénote l'existence d'une variation climatique majeure, perpendiculairement aux étages de végétation (gradient climatique GR). Cette orientation ne se confond pas avec celle du gradient pluviothermique altitudinal (gradient G1) classiquement admis, avec laquelle elle fait un angle aigu. Il faut donc supposer l'existence d'une "influence" climatique complémentaire dont l'effet (G2) infléchit l'orientation du gradient altitudinal pour donner l'orientation résultante GR indiquée par la végétation. Cette influence est celle des circulations perturbées de SW, qui s'assèchent entre Timhadite (1850 m) et Midelt (1550 m).

(D'après Lecompte, 1986).

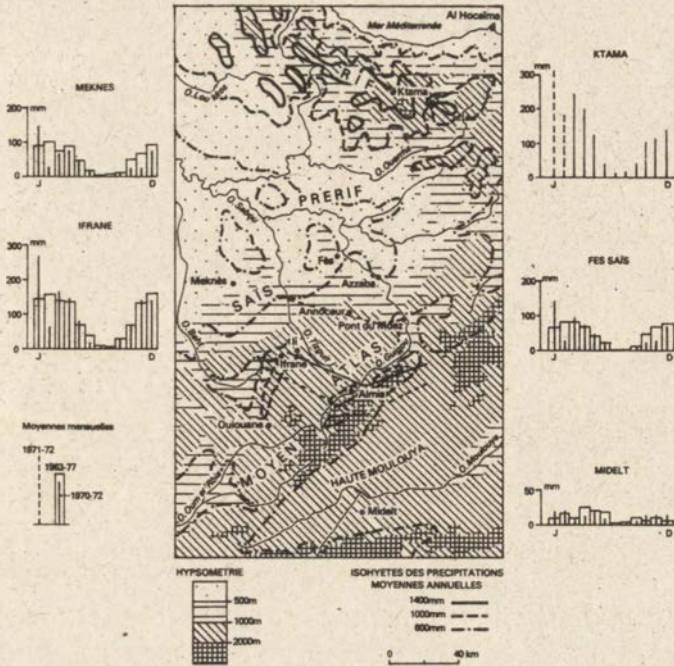


Figure 2. Isohyètes moyennes annuelles, localisation des stations pluviométriques et histogrammes des régimes mensuels moyens de précipitations des stations principales.

Pour donner une idée de la représentativité des mesures utilisées, qui portent sur la période 1970-1972, les moyennes mensuelles correspondantes sont comparées à celles de la plus longue période disponible, 1963-1977, sauf à Ktama (ou les données de janvier ne sont d'ailleurs disponibles qu'en 1971-72).

Les observations sont de la Météorologie Nationale Marocaine, de la Station de Recherches Forestières (pour Ktama) et de l'Institut Scientifique (pour Ifrane). Le transect floristique étudié est figuré en trait plein. Les tiretés figurent deux autres transects, non étudiés ici.

(D'après Delannoy et Lecompte, 1980).

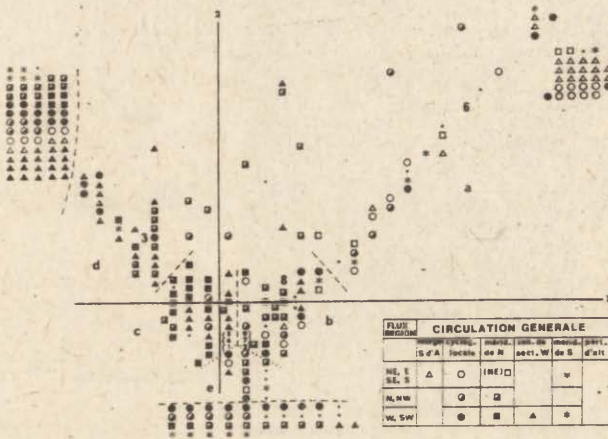


Figure 3. Régimes de distribution des précipitations quotidiennes sur 9 stations du nord du Maroc, d'après une analyse factorielle des correspondances (AFC).

Les chiffres correspondent aux stations: 1 - Meknes, 2 - Fès-Saïs, 3 - Ktama, 4 - Ifrane-Institut, 5 - Ifrane-Météo, 6 - Midelt, 7 - Annoceur, 8 - Pont du Mdez, 9 - Azzaba.

Les ensembles a-e individualisés par commodité par des traits discontinus correspondent à divers régimes de précipitations atmosphériques, qu'expliquent certains traits de la circulation atmosphérique symbolisés par différents signes explicités sur le tableau annexe.

Les deux "nuages" des journées et des stations sont structurés par un fort effet Guttman (Bachacou, 1973) traduisant une distribution spatiale gaussienne et chevauchante des données, avec des valeurs progressivement décroissantes autour d'un maximum central; pour les journées aux extrémités et au bas du graphes, la décroissance est unidirectionnelle, à partir de stations "polaires", comme Ktama ou Midelt.

(D'après Delannoy et Lecompte, 1980).

plantes cultivées, sont de bonnes sources d'information. L'expérience que nous avons tentée au Maroc s'appuie quant à elle sur les changements floristiques de formations naturelles ou proches de nature.

3. La limite entre zones méditerranéenne et aride au Maroc

La limite aride du climat méditerranéen au Maroc est étudiée au niveau du Moyen-Atlas, massif calcaro-dolomitique lourdement plissé entre plaines atlantiques, humides, et orientales, arides (bassin de la Moulouya, fig. 2). Climatiquement, les chaînes atlasiques marquent surtout un changement, radical des montants de précipitations et de leurs régimes mensuels moyens. Il s'agit de préciser l'emplacement et les modalités de ce changement, à partir des réseaux mesures et des informations météorologiques quotidiennes.

3.1. Distribution des précipitations sur une coupe à travers le nord du Maroc

Une description des champs de précipitations quotidiennes par l'analyse factorielle des correspondances (390 journées pluvieuses sur l'une ou l'autre des stations, en trois ans d'observation) montre l'existence de trois ensembles géographiques individualisés chacun par des précipitations propres (fig. 3): Ce sont les reliefs du Moyen-Atlas et du Rif (journées pluvieuses représentées en haut et à gauche du graphique) la Haute Moulouya (journées en haut à droite) et le plateau du Sais de Fes et Meknes (journées en bas). A ces journées de précipitations affectant principalement, ou même exclusivement l'un ou l'autre de ces trois secteurs correspondent des fréquences particulièrement élevées de certaines circulations (Delannoy et Lecompte 1980).

Sur le tableau annexé à la figure 3, les symboles sont au croisement de deux informations, sur les circulations synoptique et régionale de l'atmosphère (Delannoy et Lecompte 1975). Les premières sont classées en fonction de la position des anticyclones et dépressions intéressant le nord du Maroc et des flux généraux associés. Les secondes sont simplement différenciées par l'orientation du flux régional sur le Moyen-Atlas, dont dépend l'influence de l'orographie sur la répartition des précipitations. Ainsi les pluies méridionales, à Midelt (journées en haut et à droite du diagramme et première ligne du tableau annexé) sont-elles apportées, soit par des circulations générales de secteur est, en marge sud d'un anticyclone centré au nord du Maroc ou associées à une cyclogénèse proche, soit par une circulation de NE sur le flanc oriental d'un anticyclone méridien; les flux régionaux résultants

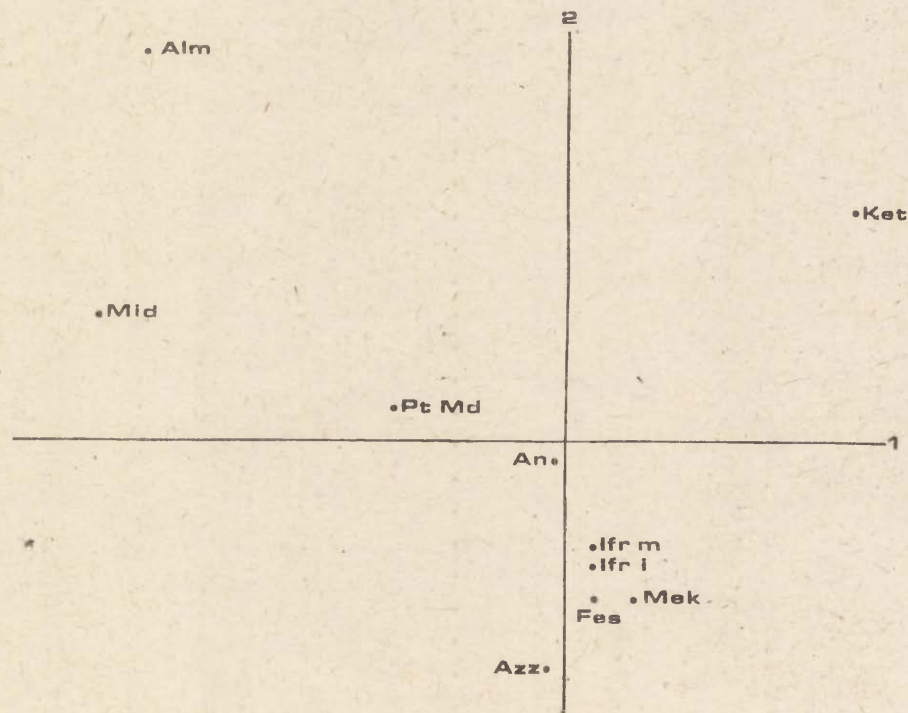


Figure 4. Même analyse que sur la figure 3, portant sur un nombre réduit de journées, mais incluant la station d'Almis du Guigou.

Seules les stations sont représentées, la forme du "nuage" des journées étant peu différente de la figure précédente, et sa signification la même. L'orientation de l'axe 1 est inversée "par hasard" (c'est un aléas de l'analyse factorielle). Almis apparaît proche de Midelt, et même davantage opposée aux stations nord-occidentales.

sont de NE à S. Au contraire, les circulations de secteur ouest (4ème colonne) ne donnent de pluie que sur le Rif, à Ktama, et dans l'ouest du Moyen-Atlas, dans des flux régionaux d'ouest et de sud-ouest. Les perturbations d'altitude donnent des pluies modérées un peu partout, etc.

La prise en compte de la station intermédiaire d'Almis du Guigou, disponible seulement pour un nombre réduit de journées de pluie (146, en 18 mois) a permis de préciser la dynamique et les limites d'influences de ces diverses circulations. La figure 4 montre Almis plus "moulouyenne" que la Moulouya (plus en haut et à gauche) ce qui signifie que le régime méridional intéresse, au moins autant que la Moulouya, les bassins internes au massif comme la plaine du Guigou. Et pourtant, Almis est proche de la bordure occidentale du Moyen-Atlas, qui en est la partie la plus arrosée.

Les flux atlantiques responsables d'abondantes précipitations sur cette bordure s'assèchent donc très brutalement dès son franchissement, puisque les maigres pluies du Guigou, originaires pour l'essentiel de l'est et du midi, ne peuvent leur être que marginalement attribuées. Comme ces circulations sont concentrées sur la saison froide, on comprend que la forme du régime mensuel de Midelt (fig. 2) s'écarte de celle d'un climat méditerranéen pour prendre déjà, avec l'écurement des pluies hivernales, celle des régimes continentaux maghrébins (Seltzer 1946). Les flux d'W seaturent d'ailleurs à nouveau, mais plus haut, sur les hauteurs dominant le Guigou au SW (fig. 1). On voit s'esquisser ainsi une géographie continue des régimes et des quantités de précipitations, opposant des secteurs assez uniformes, comme les plaines intérieures, à des transitions rapides au-dessus des reliefs. C'est la forme de celles-ci que la végétation va nous permettre de préciser.

3.2. Le "signal" botanique d'une limite (transition) climatique

Les variations de la flore sont décrites le long de lignes parallèles aux gradients climatiques trans-atlasiques, eux-mêmes orientés d'après l'agencement général des formations végétales (voir supra). L'analyse factorielle des correspondances est utilisée pour une description globale (Estève 1978) conjointement avec la théorie de l'information pour une description plus détaillée de la distribution de chacune des espèces (Godron 1871; Farinas 1982); celles-ci sont assimilées à des variables binaires, de valeur 0 ou 1 selon qu'elles sont présentes ou non dans les relèves botaniques linéaires enchaînées le long des lignes. Les espèces ligneuses apportent la plus forte information. Pour la ligne présentée sur la figure 5 (75 Km), le premier facteur de l'analyse

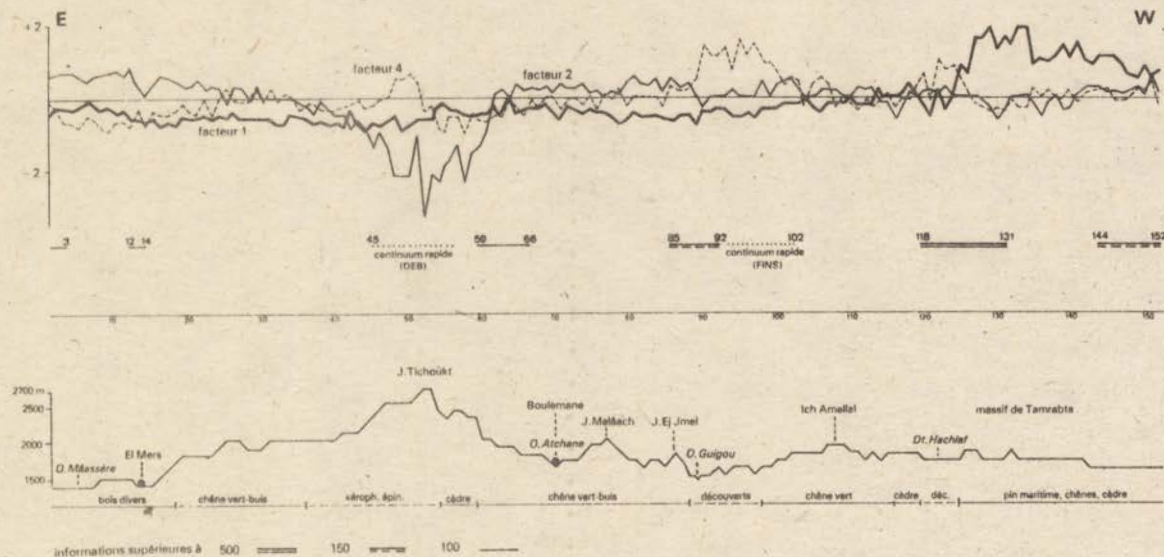


Figure 5. Analyse des variations floristiques le long d'une ligne à travers le Moyen-Atlas central, d'après une analyse factorielle des correspondances.

Les variations des "facteurs principaux" 1, 2 et 3 de l'AFC sont représentées le long de la ligne d'échantillonnage (152 relevés floristiques). Vers l'ouest, une forte saute du premier facteur localise précisément, entre les relevés 118 et 131, la limite climatique entre Maroc atlantique et continental; la valeur élevée de l'information (en bits = \log_2 de probabilités inversées) liée à cette "rupture" floristique manifeste la force de cette limite climatique. Seule est prise en considération la flore ligneuse. La ligne est raccourcie au niveau de la plaine cultivée d'Almis. Deux autres lignes font l'objet de la même analyse (fig. 2).
(D'après Lecompte, 1986)

factorielle manifeste le renouvellement continu d'une fraction de la flore, bien plus rapide vers l'ouest. Ceci peut être expliqué par l'augmentation des précipitations d'E en W, elle-même accélérée au franchissement de la façade occidentale (supra). L'intensité de "l'accident floristique" qui signe cette accélération, entre les relevés 118 et 131, est soulignée par la très forte valeur de l'information qui lui est attachée; celle-ci résulte du grand nombre d'espèces commençant ou finissant à cet endroit de la ligne.

On tient là un moyen de faire coïncider avec des limites botaniques objectives d'objectives limites climatiques. Dans le cas présent, la coupure entre Maghreb alantique (méditerranéen) et continental trouve une place précise sur la bordure ouest du Moyen-Atlas central, et cette coupure semble radicale: il n'y a en effet guère de recrudescence de l'humidité sur le haut relief interne du Tichoukt, si l'on en croit le premier facteur de l'analyse factorielle. A l'inverse, ce relief est très bien marqué sur le deuxième facteur, qui pourrait donc avoir une signification thermique (et le troisième, une signification microclimatique).

Sur d'autres lignes échantillonnées, la coupure hydrique est démultipliée sur les reliefs successifs, comme au sud-ouest de la plaine du Guigou (supra), ailleurs, l'analyse de la flore ne sépare pas les influences supposées des précipitations et des températures, mais fait au contraire paraître leur action synergique, selon une idée bien admise en bioclimatologie méditerranéenne (conf. Lecompte, 1986).

4. Conclusion

Les substitutions accélérées d'espèces localisent précisément les transitions climatiques attestées par l'analyse dynamique du climat. Le calcul de l'information permet de mesurer la vigueur des transitions floristiques et climatiques superposées. Cette approche des limites climatiques se distingue tout à fait de la classique recherche de seuils, chimérique quel que soit le système climatique a priori dont ils procèdent, puisque toutes les intensités de changement existent dans la nature, ainsi que toutes les sensibilités à ces changements. Par ailleurs, l'impossible explicitation du climat n'est pas un préalable.

Ici, la limite obtenue entre Maroc méditerranéen et aride est celle de circulations atmosphériques d'origine contrastée, océanique et continentale. Les dynamiques orographiques interviennent grandement sur ces limites d'in-

fluence, et leur analyse constitue donc la pierre angulaire de la géographie climatique esquissée dans ces lignes.

Ce type d'analyse s'appuie sur un réseau de mesures climatiques (approche indirecte) dont la maille est progressivement resserrée en fonction de l'échelle de perception souhaitée des phénomènes. Une série de renvois entre hypothèses dynamiques et mesures climatiques accompagne les "diminutions" de la maille.

Un modèle d'échantillonnage progressif du climat est fourni à cette occasion. Les observations sont comparables spatialement même sur de brèves durées, puisque les circulations atmosphériques qui les engendrent constituent le cadre de la comparaison; ce n'est pas le cas avec les aveugles moyennes chronologiques.

Bibliographie

- Alcoforado M.J., 1984, Representação cartográfica das arvores deformadas - Ventos dominantes em torno da serra de Sintra, Finisterra, XIX, 38, 137-169.
- Benichou P., 1985, Classification automatique de configurations météorologiques sur l'Europe occidentale, Paris, Météo. Nat.
- Choisnel E. et Payen D., 1988, Les climats de la France, Recherche, 201 (suppl), 32-41.
- Delannoy H. et Lecompte M., 1975, Etude des régimes thermiques en liaison avec les situations météorologiques dans le Moyen-Atlas (Maroc). Exemple de la ceinture thermique, Bull. Assoc. Géogr. Français, 422-423, 29-36.
- Delannoy H. et Lecompte M., 1980, Utilisation de l'analyse factorielle des correspondances pour l'étude des précipitations quotidiennes: un exemple du Maroc. Méditerranée, 4, 29-36.
- Emberger L., 1930a, Sur l'étage de végétation, C.R. Ac. des Sc., 191, 418-420.
- Emberger L., 1930b, La végétation de la région méditerranéenne. Essai d'une classification des groupements végétaux, Rev. gén. de bot., 42, 641-662 et 705-721.
- Estève J., 1978, Les méthodes d'ordination. Eléments pour une discussion, in Biométrie et Ecologie, Legay J.M. et Tomassone R., éd., Soc. fr. de Biométrie, 1, 223-246.
- Fallot J.M., 1987, Etude des brises thermiques d'une grande vallée préalpine suisse: la vallée de la Sarine en Gruyère. Mesures sur le terrain et essai

- de modélisation des écoulements, C.R. des journées de climatologies du Mont-Rigi (Belgique) 5-7 novembre 1987.
- Farinas M., 1982, Comparaison de plusieurs méthodes d'étude des structures horizontale et verticale des formations végétales. Application au cas de deux anciennes friches languedociennes, Montpellier, Univ. des Sc. et Tech. du Languedoc, thèse de 3eme cycle.
- Godron M., 1971, Essai d'une approche probabiliste de l'écologie des végétaux, Montpellier, Univ. des Sc. et Tech. du Languedoc, these de doctorat d'Etat.
- Hare F.K., 1985, Climate variability and change, in: Kates et al., Climate impact assessment, London, John Wiley and Sons.
- Lecompte M., 1986, Biogéographie de la montagne marocaine. Paris, CNRS, coll. Mémoires et Documents de géographie.
- Lecompte M., 1988, La phytoclimatologie dynamique: une approche différente de la nature du climat, L'Espace géographique, sous presses.
- Seltzer P., 1946, Le climat de l'Algérie, Alger, Inst. de Phys. du globe de l'Algérie.

GHEORGHE NEAMU

Institut de Géographie
Université de Bucarest
Bucarest

LE RÔLE DE LA SURFACE ACTIVE DANS LA MODIFICATION DE L'INFLUENCE DE LA MER NOIRE SUR LE LITTORAL DU DELTA DU DANUBE

Presque la moitié du littoral roumain de la mer Noire se présente comme un relief d'accumulation constitué par des alternances de cordons sableux et de dépressions lacustres dans les diverses phases d'évolution du colmatage. L'eau couvre, dans ce secteur du littoral, temporairement ou en permanence, environ 80-90% de la superficie totale (on englobe dans le littoral d'accumulation le delta du Danube et le complexe lagunaire de Razelm). Les différences de niveau sont très réduites, les pentes presque inexistantes, toute cette zone dans son ensemble constituant ainsi une surface presque plane.

La surface active sur laquelle se déroulent les processus thermodynamiques dans l'espace microclimatique, est constituée entre le Cap Midia et le bras Chilia, par une bande continue de plage sous la forme d'un cordon littoral sableux. Ce cordon littoral est interrompu en quelques endroits par des canaux naturels qui font la liaison entre l'ancien golfe (aujourd'hui la lagune Razelm-Sinoe) et la mer Noire, qu'on nomme dans la région "petites portes" ("portite").

Dans le delta du Danube, le cordon littoral est interrompu par les embouchures du Danube - le bras Saint-Georges et le canal de Sulina, ainsi que Gîrla Imputita.

La largeur de la plage varie entre 2-3 km (sur le cordon sableux Chituc, à l'extrémité sud et sur le cordon Saraturile, à l'extrémité nord) et 30-50 à 100 m (dans les zones de Gura Portitei, Periteasca, Rosulet, Sud-Sulina, etc.)

Derrière le cordon littoral on trouve au sud, à 10-12 km à l'intérieur, les lagunes Razelm, Golovita, Zmeica, Sinoe, alternant avec les cordons de Ostrovul Lăbilor, Periteasca, ainsi qu'avec la zone de Dranov-Ciotica qui se

trouve dans une phase de colmatage évolué. Au nord, dans la delta du Danube, on rencontre des lacs d'eau douce (Rosu, Rosulet, Puiu, Lumina, Matita, etc.), alternant avec les cordons fluvio-maritimes de Letea et Caraorman, Chilia et Stipoc. Près de 300 000 ha du delta du Danube sont couverts de jonchaies et de forêts d'essence molles.

Connue de longue date dans la littérature géographique, l'influence climatique de la mer Noire ne se manifeste pas avec la même intensité sur toutes les surfaces actives du voisinage immédiat de la mer, en raison de leur diversité.

Pour estimer les modifications quantitatives et qualitatives produites par la surface active, on a effectué dans diverses conditions synoptiques, pendant 5 années de suite, des observations dans l'espace microclimatique, afin de différencier des topoclimats en fonction des caractéristiques de la surface active dans cette zone géographique.

C'est l'hétérogénéité de cette surface (nappes d'eau de dimensions différentes alternant avec des portions sèches de cordons et de plages et avec des aires couvertes de jonchaies, de forêts et d'îles flottantes de roseaux (plaur), etc.), qui détermine aussi l'absence d'uniformité des valeurs du bilan de la chaleur comme des valeurs du bilan radiatif. Cette situation produit de grandes distinctions dans la répartition de l'évaporation et de l'intensité de l'échange de chaleur dans l'espace microclimatique.

Sur les cordons sableux (d'après St. M. Stoenescu¹) la chaleur dépensée dans les processus d'évaporation de l'eau et d'évapo-transpiration ne dépasse pas 18-24 kcal/cm²/an, tandis qu'à la surface libre des eaux, elle est d'à peu près 50-55 kcal/km²/an. C'est ainsi que les surfaces actives se chauffent ou se refroidissent d'une manière différente. La mer Noire, quoique ayant une influence thermique bien connue, ne peut, dans cette situation, modérer les contrastes thermiques, et ce sont les observations microclimatiques qui le font remarquer.

Nous présentons par ailleurs, à titre d'exemple, les résultats des observations sur le régime de la température de l'air et de l'humidité relative dans l'espace microclimatique au-dessus du cordon sableux de Saraturile (qui se trouve dans le voisinage de l'embouchure du bras Saint-Georges dans la mer

¹St. M. Stoenescu, sous-chapitre Clima Deltei Dunarii (Le climat du Delta du Danube) dans la Monografia geografica a Vail Dunarii (Monographie géographique de la Vallée du Danube), sous presse aux Editions de l'Académie de la République Socialiste de Roumanie.

Noire) et du cordon sableux de Caraorman, à 16-20 km du littoral, dans le delta du Danube.

Les observations ont été effectuées tant en été qu'en automne, dans diverses conditions synoptiques, en mettant en évidence les différences, surtout par beau temps. Une station a été placée sur le cordon sableux de Saraturile, à 3 km à peu près de la mer, près du contact du cordon avec le village de Sfintul Gheorghe. La deuxième station a été placée à 40-50 m à peu près du bras Sfintul Gheorghe (Saint-Georges), à 10-15 m de distance d'une zone marécageuse qui borde ce bras aux environs de son embouchure.

Dans la zone de la station, la nappe phréatique a été découverte à 0,50-0,75 m de profondeur. La 3^e station fonctionnait sur la plage à 25 m de la mer, la surface adjacente étant formée par le sable de la mer. Les observations ont été effectuées par beau temps, selon le programme suivant: en été - 1, 4, 5, 6, 7, 8, 12, 13, 15, 17, 18, 19, 20, 21, et en automne - 1, 6, 7, 8, 9, 12, 13, 15, 17, 18, 19, dans les mêmes cas - au niveau de 0, 20, 50, 100, 150 et 200 cm avec des thermomètres ordinaires, des thermomètres à maxima et à minima, des psychromètres et des anémomètres. C'est pendant le jour, que les chauffages les plus accentués ont lieu sur le cordon, les plus réduits près du bras Saint-Georges; pendant la nuit, les refroidissements les plus accentués se produisent également sur le cordon sableux, les plus modérés près du bras Saint-Georges et les moins prononcés sur la plage. Ces différenciations - strictement locales - sont dues à la surface active: les sables du cordon qui s'échauffent fortement et se refroidissent très vite et l'éloignement des bassins d'eau qui modèrent la croissance des valeurs sur la plage et près du Danube. Pendant la nuit, la radiation nocturne est très forte sur le cordon de Saraturile, mais moindre près du bras Saint-Georges et sur la plage.

Sur la terre, pendant le jour, la courbe des températures présente un cours ascendant, les échauffements étant plus grands sur le cordon, par rapport au bord de la mer et au voisinage de l'embouchure du bras Saint-Georges. Le soir, après le coucher du soleil, les valeurs des températures ordinaires décroissent fortement. La radiation nocturne étant plus grande sur le cordon sableux, la température minimale pendant la nuit est enregistrée plus tôt (à une heure); sur la plage, la température minimale apparaît une demi-heure avant le soleil (un rôle important dans la création de la valeur minimale revient aussi à l'eau de la nappe phréatique très proche de la surface et aux vapeurs d'eau de l'atmosphère, qui, par le sur-refroidissement de la surface active, se condensent donnant l'impression d'une pluie courte qui aurait

humecté la plage sur toute son étendue). En raison de la chaleur dépensée, depuis le lever du soleil jusqu'à 7 heures, pour l'évaporation de l'eau qui se trouve sur le sable, la température dans l'espace microclimatique présente de petites inversions, et l'isothermie se produit plus tard sur la plage (6 heures) par rapport à la station qui se trouve sur le cordon sableux (5 h 30).

En été, quand il fait beau, c'est à l'heure du matin que l'on enregistre l'air le plus chaud sur la plage et le plus froid sur le cordon (quoique nous soyons seulement à 3 km de distance de la mer Noire). À 8 heures la situation est inverse: il fait chaud sur le cordon sableux et plus froid sur le littoral et à l'embouchure du Danube.

L'humidité relative de l'air présente aussi des variations, chaque surface active ayant une courbe d'évolution des valeurs horaires spécifiques. Par exemple, pendant l'été, quand il fait beau, les valeurs enregistrées en 24 heures se présentent comme suit: les plus élevées sur la plage aux endroits les plus proches de la mer, soit des valeurs comprises entre 45 et 95%; les suivantes, entre 50 et 90%, à la station de l'embouchure; et enfin, les dernières sur le cordon sableux, où l'humidité relative descend à midi jusqu'à 25% pour arriver à 85% pendant la nuit.

Les observations dans l'espace microclimatique sur le cordon de Caraorman ont également mis en évidence des différenciations topoclimatiques dues aux conditions géographiques locales et tout d'abord à la surface sous-jacente. On ne sent là le rôle modérateur de la mer (à 17-20 km de distance) que par la brise du jour qui, dans quelques situations, modère plus ou moins les valeurs des températures ordinaires au niveau de 2 m.

Une question se pose: à quel moment la mer Noire impose-t-elle son rôle de thermorégulateur sur le littoral d'accumulation si divers par rapport à la surface active?

Les recherches topoclimatiques effectuées et l'étude des données fournies par les stations météorologiques de base (Sulina, Sfintul Gheorghe, Forgova, Jurilovca et Tulcea) ont indiqué que la mer Noire influe le régime de la température de l'air dans la zone du littoral roumain, surtout pendant la saison froide, en atténuant les contrastes thermiques et en maintenant la température moyenne quotidienne à environ 0°, particulièrement dans le complexe lagunaire de Razelm.

MARIAN DRUŹKOWSKI

Instytut Botaniki
Uniwersytet Jagielloński
Kraków

BADANIA TOPOKLIMATYCZNE W MAŁEJ ZLEWNI POGÓRZA KARPACKIEGO

1. Wstęp

Prezentowane tu wyniki badań klimatycznych są częścią wielodyscyplinarnych prac przyrodniczych prowadzonych od kilkunastu lat w zlewni potoku Wierzbanówka (Mogiłka) na Pogórzu Wielickim, około 20 km na SW od Krakowa. Powierzchnia omawianego terenu wynosi niespełna 12 km². Przyrodnicze cechy tej zlewni (warunki geologiczne, rzeźba terenu, gleby, stosunki wodne i klimatyczne, szata roślinna i użytkowanie terenu) są typowe dla brzeżnej strefy Karpat (Drużkowski, Wójcik, Zuchiewicz 1984; Drużkowski 1984; Medwecka-Kornaś, Dubiel 1984; Drużkowski 1987; Langer 1988).

Celem badań było w miarę szczegółowe rozpoznanie lokalnych stosunków klimatycznych: zmienności przestrzennej i czasowej głównie temperatury i wilgotności powietrza, a także opadów atmosferycznych, zanikania pokrywy śnieżnej i stosunków anemologicznych. Zmierzano też do wyróżnień typologicznych klimatu lokalnego, ustalenia ogólnych prawidłowości w rozkładzie wybranych wskaźników klimatycznych w terenie urzeźbionym, określenia możliwości ekstrapolacji danych na podstawie warunków terenowych i sytuacji synoptycznych. Badania te miały także aspekt praktyczny w zakresie agroklimatologii. Pomiary terenowe w zlewni Wierzbanówki były prowadzone w latach 1976-1980, a z mniejszym natężeniem są kontynuowane do chwili obecnej. Podstawowy materiał klimatyczny zebrano ze stacji własnych (klatki z termohigrografami i termometrami stacyjnymi oraz deszczomierze) uwzględniających zróżnicowanie pionowe zlewni, formy terenu, ekspozycję i użytkowanie ziemi (ryc. 1). Badania stacjonarne uzupełniono licznymi pomiarami patrolowymi, głównie psychrometrycznymi, w różnych porach roku i doby, a także pomiarami anemologicznymi i nad zanikaniem pokrywy śnieżnej.

2. Wyniki pomiarów

2.1. Temperatura powietrza

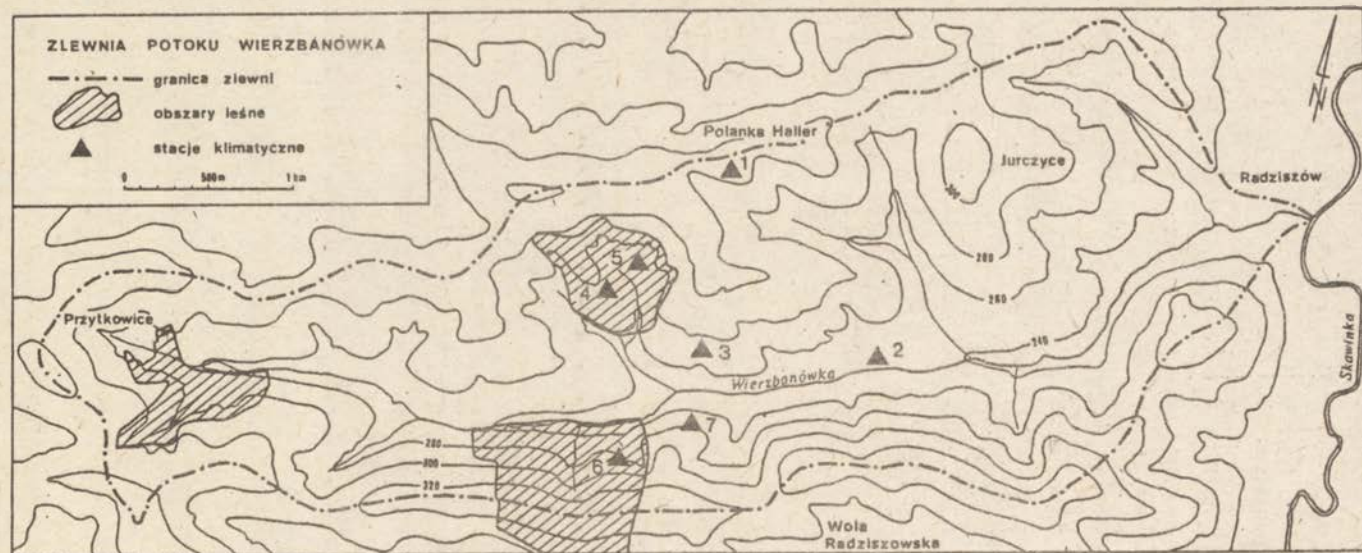
Dominującą cechą rozkładu temperatury powietrza w tym terenie jest jej inwersja. Mimo stosunkowo niewielkich różnic wysokości względnej (przeciętnie 60-80 m) około 85% dni w roku miało inwersyjny rozkład temperatury powietrza. Zaznaczyło się to zarówno w danych dobowych (zwłaszcza dobowe minimum i średnia dobowa) jak i miesięcznych oraz rocznych (tab. 1). Dane te wskazują, że

Tab. 1. Temperatura powietrza w zlewni Wierzbanówki (średnie z lat 1978-1979)

Stacje	Średnie roczne	Średnie roczne minima	Średnie roczne amplitudy	Średnie roczne maksima
1. Wierzchowina	7.6	4.2	6.9	11.0
2. Dno doliny	6.5	1.5	9.9	11.3
3. Pole eksp. S	7.4	3.5	8.0	11.4
4. Las eksp. S _M	6.9	3.3	7.1	10.5
5. Las eksp. S _B	7.0	3.7	6.5	10.3
6. Las eksp. N	6.8	3.9	6.1	10.0
7. Pole eksp. N	7.3	3.7	7.2	11.0

pierwszoplanową rolę w zróżnicowaniu temperatury w terenie urzeźbionym odgrywa wysokość względna, a ściślej położenie w stosunku do dna doliny. Daleko mniej-
szy jest natomiast wpływ ekspozycji terenu i użytkowania ziemi. Nawet różnice
temperatury powietrza między polem a lasem na tej samej wysokości względnej nie
były tak duże jak różnice między dnem doliny a zboczem (oprócz temperatur ma-
ksymalnych). Natężenie inwersji minimalnych temperatur dobowych między dnem
doliny a wierzchowiną skupiało się w przedziale do 6°C, ale średnio kilka dni
w roku miało inwersję wyższą niż 10°C. Maksymalną wartość inwersji dobowego
minimum zanotowano w zlewni Wierzbanówki w styczniu 1979 r. (14°C).

Do wysokości względnej w zlewni nawiązywał także rozkład dobowej ampli-
tudy temperatury powietrza. W dnie doliny średnie roczne amplitudy były wyż-



Ryc. 1. Zlewnia potoku Wierzbanówka. Ukształtowanie terenu, rozmieszczenie lasów i położenie własnych punktów pomiarowych uwzględnionych w opracowaniu (numery stacji zgodne z układem w tabeli 1,2 i 3).

sze niż na wierzchowinie o 2-3°C. Niemniej najniższe amplitudy występowały w zbiorowiskach leśnych (tab. 1).

Stosunkowo silny związek z użytkowaniem terenu wykazały temperatury maksymalne; oddziaływanie wysokości względnej na ten wskaźnik było minimalne, inwersja temperatury maksymalnej była sporadyczna.

Charakterystycznym wskaźnikiem termicznym są przymrozki. Także w tym przypadku na długość okresu bezprzymrozkowego, liczbę dni z przymrozkami, daty pierwszych i ostatnich przymrozków decydujący wpływ wywarło położenie miejsca pomiaru w stosunku do dna doliny (tab. 2). Pod względem temperatury powie-

Tab. 2. Przymrozki w zlewni Wierzbanówki (średnie z lat 1978-1979)

Stacje	Data ostatniego przymrozku	Data pierwszego przymrozku	Długość okresu bezprzymrozkowego	Liczba dni z przymrozkami
1. Wierzchowina	19.IV.	3.X.	166	50
2. Dno doliny	8.V.	30.IX.	143	91
3. Pole eksp. S	20.IV.	1.X.	163	68
4. Las eksp. S _M	19.IV.	2.X.	165	67
5. Las eksp. S _B	19.IV.	2.X.	165	66
6. Las eksp. N	20.IV.	2.X.	164	53
7. Pole eksp. N	19.IV.	1.X.	164	63

trza dno doliny w stosunku do stoków, a tym bardziej wierzchowiny, wyróżniało się niskimi średnimi (zwykłymi i minimalnymi) oraz wysokimi wahaniami. Wskazuje to na wyraźny surowszy reżim termiczny zagłębień w porównaniu z ich otoczeniem. Dane te wskazują też, że o stosunkach termicznych w zlewni Wierzbanówki decyduje cyrkulacja lokalna w porze nocnej, grawitacyjne spływy wychłodzonego powietrza nawiązujące do topografii terenu.

2.2. Wilgotność powietrza

Przestrzenne zróżnicowanie wilgotności powietrza w zlewni Wierzbanówki następowało głównie pod wpływem pokrycia terenu (zwłaszcza na linii pole-las) i jego rzeźby. Średnia roczna wilgotność względna powietrza w latach obserwacji była wyższa w dnie doliny niż na wierzchowinie (różnica do 4%) i wyższa

w lasach niż na stokach bezleśnych (do 8%) - tab. 3. Odmienne niż przy temperaturze powietrza, najwyższe różnice wilgotności względnej występowały w zlewni w porze cieplej - zwłaszcza w kwietniu i maju; zimą były niewielkie. W przebiegu dobowym, w porze dziennej, tu analogicznie jak przy temperaturze powietrza, najsilniejszy wpływ na różnice wilgotności wywierało pokrycie terenu; w nocy położenie nad dno doliny.

Tab. 3. Wilgotność względna i niedosyt wilgotności powietrza w zlewni Wierzbanówki (średnie z lat 1978-1979)

Stacje	Średnia roczna wilgotność względna powietrza w %	Średni roczny niedosyt wilgotności powietrza w hPa
1. Wierzchowina	80	3.0
2. Dno doliny	84	2.4
3. Pole eksp. S	79	3.2
4. Las eksp. S _M	87	1.8
5. Las eksp. S _B	87	1.8
6. Las eksp. N	84	2.3
7. Pole eksp. N	81	2.8

Dobłą ilustracją różnic wilgotnościowych powietrza jest także rozkład niedosytów (tab. 3). Najniższe wartości skupiały się w terenach leśnych; wyższe notowano w dnie doliny, najwyższe na otwartych stokach i wierzchowinie. Najwyższe kontrasty niedosytu wilgotności powietrza, podobnie jak wilgotności względnej, występowały w porze dziennej na linii pole-las, nocą (zwłaszcza do północy) na linii dno-wierzchowina.

2.3 Wpływ pogody na rozkład temperatury i wilgotności powietrza

Dobową zmienność temperatury i wilgotności powietrza w różnych częściach zlewni Wierzbanówki porównano z dobową zmiennością sytuacji synoptycznych w poszczególnych porach roku. Zdecydowanie najwyższe kontrasty termiczno-wilgotnościowe powietrza w cyklu dobowym wystąpiły w sytuacji barycznej wyżowej i przy adwekcji mas powietrza z sektora S. Przy niżach barycznych i adwekcji z W, NW i N różnice tych elementów były w obrębie zlewni Wierzbanówki na ogół niewielkie. Na tle układów barycznych i kierunków adwekcji mas po-

wietrza większość wskaźników temperatury powietrza (np. średnia dobową, dobowe minimum i maksimum, amplituda dobową, występowanie przymrozków i silnych inwersji), a także niektóre wskaźniki wilgotności powietrza prezentowały dużą powtarzalność w rozkładzie przestrzennym. Rozkład ten dniem był modyfikowany przez pokrycie terenu (pole-las) nocą przez położenie nad dno doliny. Ta powtarzalność stwarza dogodną możliwość prognozowania lokalnego rozkładu, zwłaszcza temperatury powietrza, z kilkudniowym wyprzedzeniem, na podstawie krótko-terminowych prognoz cyrkulacji atmosferycznej (element dynamiczny) i lokalnej sytuacji terenowej (element statyczny). Prognoza taka może być wykorzystana w rolnictwie.

2.4. Opady atmosferyczne i zanikanie pokrywy śnieżnej

Na podstawie kilkuletnich pomiarów stwierdzono w zlewni Wierzbanówki znaczne zróżnicowanie opadów atmosferycznych. Średnia suma opadów za lata 1976-87 wynosi dla tego obszaru (wierzchowina) tylko 630 mm, przy rozpiętości od 412 do 924 mm. W okresie sezonu wegetacyjnego (kwiecień - październik) różnice sum opadów atmosferycznych między dnem doliny a wierzchowiną, a zwłaszcza między stokami o przeciwnych ekspozycjach sięgały 100 mm. W obrębie zlewni najwyższe sumy opadów notowano na otwartym stoku południowym, zwłaszcza w dolnej jego części, mniejsze sumy w dnie doliny i na wierzchowinie, najniższe na stoku o ekspozycji północnej. W prezentowanych badaniach sporo uwagi poświęcono zanikaniu pokrywy śnieżnej. W terenach urzeźbionych zjawisko to w sposób kompleksowy oddaje zróżnicowanie radiacji, temperatury i wilgotności powietrza; jest dobrym wskaźnikiem topoklimatycznym zespolonym z innymi elementami przyrody. Dlatego przez kilka kolejnych lat kartowano w zlewni Wierzbanówki różne fazy zanikania śniegu, przy czym największą uwagę zwracano na okresy z dużą insolacją (Drużkowski 1984 a). Sumaryczny obraz kolejności zanikania pokrywy śnieżnej w zlewni Wierzbanówki był pomocny przy określaniu wydzieli typologicznych.

2.5. Stosunki anemologiczne

Urozmaicona rzeźba terenu i sposób użytkowania ziemi w zlewni Wierzbanówki sprawia, że prędkość i kierunek wiatru ulega w stosunku do wierzchowiny Pogórza licznym modyfikacjom. W przebiegu kierunku wiatru zaznaczyło się wyraźnie jego dostosowanie do głównych form terenu. Częste na dziale wodnym wiatry z kierunku NW ulegały w dnie doliny skręceniu na wiatry z kierunku W lub

Tab. 4. Porównanie wskaźników termiczno-wilgotnościowych powietrza w dolinie Raby, dolinie Sąspowskiej (Ojcowski Park Narodowy) i dolinie Wierzbanówki

Wskaźniki klimatyczne	Dolina Raby		Dolina Sąspowska		Dolina Wierzbanówki	
	dno	wierzcho-wina	dno	wierzcho-wina	dno	wierzcho-wina
temperatura powietrza:						
- średnia roczna	7.8	8.8	6.2	7.5	6.5	7.6
- średnie maksimum	13.3	13.0	11.3	11.2	11.3	11.0
- średnie minimum	2.7	5.3	1.6	3.9	1.5	4.2
- średnia amplituda	10.6	7.7	9.7	7.3	9.9	6.9
dni z przymrozkami	81	51	87	65	91	50
długość okresu bezprzymrozkowego	140	197	134	194	143	166
% dni w roku inwersją dobowego minimum temp.	73		90		85	
najwyższe wartości inwersji	12.0		ponad 10.0		14.0	
średnia roczna wilg. wzgl. powietrza w %	80	75	-	-	84	80
średni roczny niedosyt wilg. powietrza w hPa	3.2	3.9	-	-	2.4	3.0

Uwaga: dane z lat: dolina Raby 1967-1968 (Niedźwiedź 1973), dolina Sąspowska 1964-1967 (Klein 1974), dolina Wierzbanówki 1978-1979 (materiały własne autora)

Ryc. 2. Rozkład wybranych wskaźników temperatury i wilgotności powietrza na przekrojach poprzecznych ("polnym" i "leśnym") przez dolinę Wierzbanówki

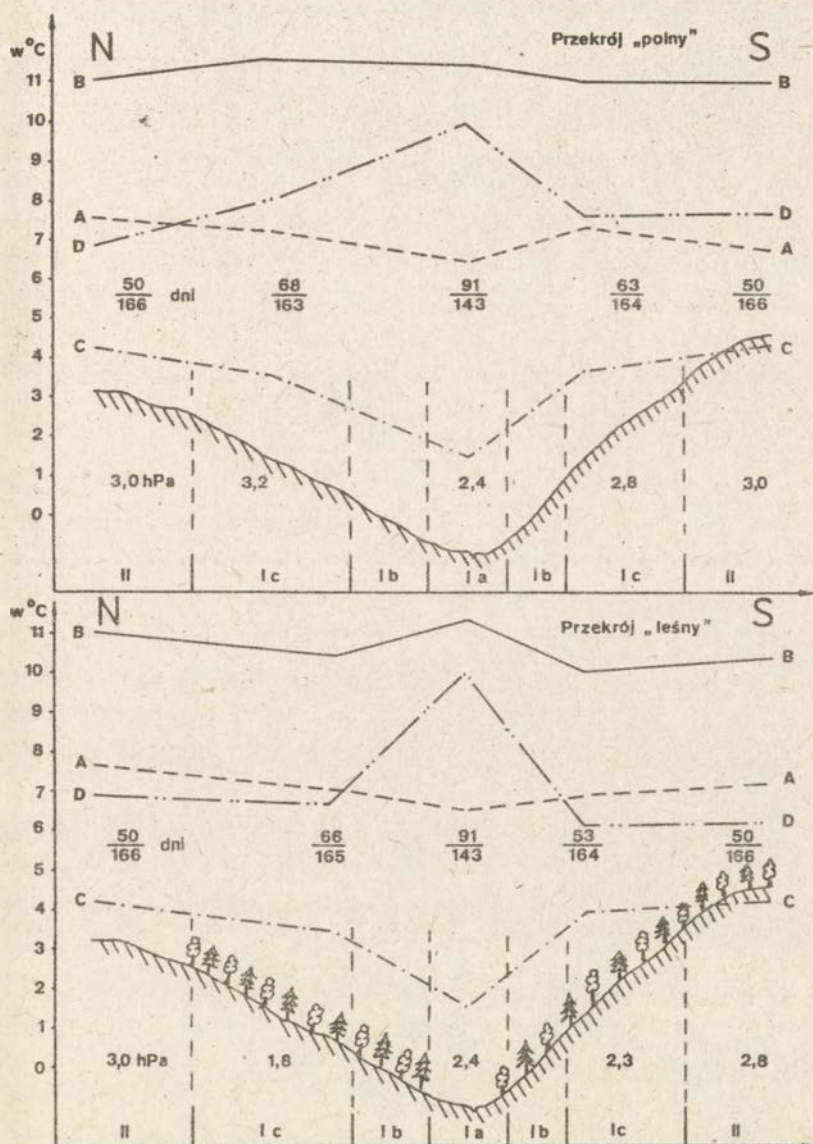
Średnie roczne wartości temperatury powietrza: *

A - zwykłe, B - maksymalne, C - minimalne, D - amplitudy,

$\frac{50}{166}$ - liczba dni z przymrozkami (w liczniku), liczba dni okresu bezprzymrozkowego (w mianowniku)

3,0 - średni roczny niedosyt wilgotności powietrza (w hPa)

I - typ mezoklimatu obniżeń dolinnych z podtypami: Ia - den dolin, Ib - taras średnich i polnych partii zboczy, Ic - zboczy dolinnych; II - typ mezoklimatu stoków i wierzchoł



nawet WSW zgodnie z prawie równoleżnikowym przebiegiem osi doliny. Pomiary wiatru w zlewni prowadzono stale tylko na stacji bazowej na wierzchowinie (wiatromierz Wilda, okresowo anemograf). Natomiast wykonano liczne pomiary patrolowe anemometrami Robinsona co pozwoliło na określenie przestrzennej zmienności względnych prędkości wiatru w zlewni Wierzbanówki.

3. Podsumowanie

Poznanie przestrzennego i czasowego zróżnicowania szeregu elementów klimatycznych było podstawą do podziału zlewni Wierzbanówki na mniejsze jednostki typologiczne. Wiodącą rolę w wydzieleniach typologicznych spełniła temperatura powietrza, zwłaszcza takie wskaźniki jak dobowe minimum i dobową amplituda, częstość przymrozków i długość okresu bezprzymrozkowego. Przyjęto stwierdzony i opisany w innych badaniach na terenie Karpat podział na:

- I. Typ mezoklimatu obniżeń dolinnych (z trzema podtypami)
- II. Typ mezoklimatu stoków i wierzchowin (Hess, Niedźwiedź, Obrębska-Starkłowa 1978). Ta dwudzielność stosunków klimatycznych, głównie termiczno-wilgotnościowych powietrza wystąpiła wyraźnie także w zlewni Wierzbanówki. Ilustracją rozmieszczenia typów i podtypów mezoklimatu z ich charakterystyką liczbową na tle rzeźby terenu i użytkowania ziemi są dwa przekroje, "polny" i "leśny" (ryc. 2).

Ponadto, na podstawie pomiarów stacjonarnych i patrolowych w obrębie typów mezoklimatu, w zlewni Wierzbanówki wyróżniono 14 typów mikroklimatu (Drużkowski 1984).

Wyniki pomiarów temperatury i wilgotności powietrza ze zlewni Wierzbanówki porównano z podobnymi badaniami w sąsiednich regionach: w dolinie Raby (Niedźwiedź 1973) i dolinie Sąpsowskiej - Ojcowski Park Narodowy (Klein 1974). Pomimo odmiennych warunków środowiska przyrodniczego i różnych lat pomiarów wyniki tych trzech badań okazały się zbieżne (tab. 4). Czynnikiem decydującym o zbieżności tych wyników jest ukształtowanie terenu, zwłaszcza zakres wysokości względnej w obrębie głównej formy dolinnej. Jest to zbieżność w skali mezoklimatycznej, natomiast o zbieżności mikroklimatycznej decydują takie elementy siedliska jak użytkowanie terenu, ekspozycja czy nachylenie stoku.

Powyższe dane potwierdzają występowanie ogólnych prawidłowości w zróżnicowaniu temperatury i wilgotności powietrza terenów urzeźbionych co stwarza podstawę do transponowania wyników na inne tereny, w tym samym piętrze klimatycznym, a o podobnych cechach środowiska przyrodniczego (tab. 5).

Tab. 5. Wpływ cech środowiska geograficznego na wskaźniki termiczne i wilgotnościowe powietrza (na podstawie badań w zlewni Wierzbanówki)

Wskaźniki klimatyczne	Główne elementy różnicujące
temperatury średnie	wysokość nad dno doliny
temperatury maksymalne	ekspozycja i pokrycie terenu (pole - las).
temperatury minimalne	wysokość nad dno doliny
amplitudy dobowe	wysokość nad dno doliny pokrycie terenu ekspozycja stoku
liczba dni z przymrozkiem	wysokość nad dno doliny
długość okresu bezprzymrozkowego	wysokość nad dno doliny
% dni z inwersją temperatury	wysokość nad dno doliny
średnia wilgotność powietrza	pokrycie terenu wysokość nad dno doliny
średni niedosyt wilgotności powietrza	pokrycie terenu wysokość nad dno doliny

Współzależność temperatury i wilgotności powietrza od warunków terenowych w Zlewni Wierzbanówki została określona statystycznie. Skorelowano wspólne ciągi pomiarów temperatury i wilgotności powietrza stacji bazowej (na wierzbach) ze stacjami położonymi w różnych częściach zlewni. Wysokie współczynniki korelacji (często powyżej 0,95), niskie błędy standardowe i wąskie przedziały ufności pozwalają z stosunkowo dużą dokładnością, na podstawie działania tylko jednej stacji (zapis termohigrograficzny) określać wybrane wskaźniki temperatury, a częściowo także wilgotności powietrza w różnych częściach zlewni.

Na podstawie badań klimatycznych w zlewni Wierzbanówki przeprowadzono także typologię agroklimatyczną z wydzieleniem 4 stref o różnym wpływie warunków klimatycznych na uprawy roślinne.

Literatura

- Drużkowski M., 1984, Dolina Wierzbanówki: 3. Warunki klimatyczne, Zeszyty Naukowe UJ, Prace Botaniczne, 12.
- Drużkowski M., 1984a, Zanikanie pokrywy śnieżnej i zjawiska towarzyszące w warunkach rzeźby pogórskiej, Folia Geographica, Ser. Geogr.-Phys., 16.
- Drużkowski M., 1987, Dolina Wierzbanówki: 12. Stosunki wodne - ich wpływ na roślinność i związek z gospodarką człowieka, Zeszyty Naukowe UJ, Prace Botaniczne, 15.
- Drużkowski M., Wójcik A., Zuchiewicz W., 1984, Dolina Wierzbanówki: 2. Budowa geologiczna, rzeźba i współczesne procesy morfogenetyczne, Zeszyty Naukowe UJ, Prace Botaniczne, 12.
- Hess M., Niedźwiedź T., Obrębska-Starkłowa B., 1978, Charakterystyka stosunków klimatycznych w warunkach rzeźby wyżynnej i gór niskich jako podstawa do sporządzania map mezklimatycznych, Zeszyty Naukowe UJ, Prace Geograficzne, 45.
- Klein J., 1974, Mezo- i mikroklimat Ojcowskiego Parku Narodowego, Studia Naturae, ser. A, 8.
- Langer M., 1988, Dolina Wierzbanówki: 16. Typy gleb i mapa ich rozmieszczenia, Zeszyty Naukowe UJ, Prace Botaniczne, 17.
- Medwecka-Kornaś A., Dubiel E., 1984, Dolina Wierzbanówki: 7. Rozmieszczenie zbiorowisk roślinnych, Zeszyty Naukowe UJ, Prace Botaniczne, 12.
- Niedźwiedź T., 1973, Temperatura i wilgotność powietrza w warunkach rzeźby pogórskiej Karpat (na przykładzie doliny Raby koło Gaika-Brzezowej), Zeszyty Naukowe UJ, Prace Geograficzne, 32.

JAN TAMULEWICZ

Instytut Geografii Fizycznej
Uniwersytet im. A. Mickiewicza
Poznań

BILANS RADIACYJNY ELEMENTÓW KRAJOBRAZU ROLNICZEGO NA PRZYKŁADZIE OKOLIC TURWI

1. Uwagi wstępne

Geograficzna swoistość krajobrazu rolniczego polega między innymi na stosunkowo znacznej zmienności przestrzennej struktury użytkowania terenu. Topo-klimatyczny aspekt owej zmienności polega najogólniej na występowaniu różnych powierzchni czynnych; ich charakter rzutuje na reżim przepływu energii i ma związek z dynamiką obiegu materii w krajobrazie rolniczym.

Systematyczne pomiary aktynometryczne prowadzone w Polsce w kilku zaledwie miejscach i to nad standardową powierzchnią trawiastą, nie pozwalają na bardziej szczegółową analizę przestrzennej zmienności wartości składowych bilansu radiacyjnego. Ponadto, znaczna dynamika naturalnych zmian charakteru niektórych powierzchni rolniczych (np. grunty orne) w ciągu roku sprawia, że nie zawsze wyniki standardowych pomiarów aktynometrycznych można ekstrapolować na poszczególne typy powierzchni występujące w krajobrazie rolniczym. Pojawia się zatem zagadnienie kartograficznego ujęcia przestrzennej zmienności bilansu radiacyjnego; staje się ono szczególnie istotne w opracowaniach w skalach szczegółowych. Wydaje się, iż częściowe rozwiązanie tej kwestii jest możliwe w przypadku zastosowania empirycznych wzorów na obliczanie wartości poszczególnych rodzajów strumieni radiacyjnych.

Empiryczne formuły pozwalają na obliczenie składowych równania bilansu radiacyjnego na podstawie standardowych danych meteorologicznych. Korzystając z empirycznych wzorów, opracowano dla Polski rozkład całkowitego promieniowania słonecznego (Kuczmarska, Paszyński 1964a, 1964b; Paszyński 1966), rozkład promieniowania pochłoniętego (Paszyński 1966; Kozłowska-Szczęsna 1973) oraz

bilans promieniowania w zakresie długofalowym (Kraujalis 1965). Rozkład bilansu promieniowania przedstawiono w Atlasie bilansu promieniowania w Polsce (1966) pod redakcją J. Paszyńskiego. Bardziej szczegółowe i aktualne dane na ten temat zawiera inna praca tego autora (Paszyński 1972). Odnosić należy opracowanie K. Miary, J. Paszyńskiego i J. Grzybowskiego (1987) poświęcone regionalnemu zróżnicowaniu wartości poszczególnych strumieni radiacyjnych w Polsce w latach 1956-1975. Ta ostatnia praca prezentuje ponadto zwięzły opis wykorzystanych metod pośredniego szacowania poszczególnych składowych równania bilansowego. Z tego też względu w niniejszym opracowaniu ograniczono się do podania kilku niezbędnych informacji na ten temat, mających charakter uwag wprowadzających.

2. Zakres opracowania

Podjętą próbę określenia wartości natężenia bilansu radiacyjnego R_N różne użytkowanych powierzchni w rejonie Turwi dokonano kilku wstępnych ustaleń.

1. Analiza kształtowania się wielkości R_N będzie przeprowadzona na obszarze zlewni Rowu Wysoć; kartograficznie zagadnienie to ujęte zostanie w skali 1:25 000. Zlewnia Rowu Wysoć odwadniającego okolice Turwi jest stosunkowo mała - jej powierzchnia wynosi nieco ponad 180 km².
2. Wartości natężenia bilansu radiacyjnego zostaną oszacowane w sposób pośredni, za pomocą formuł empirycznych. Wybór formuły poprzedzi porównanie wyników bezpośrednich pomiarów aktynometrycznych prowadzonych w Turwi z wynikami obliczeń wg najczęściej stosowanych formuł.
3. Obliczenia zostaną przeprowadzone dla poszczególnych dekad okresu wegetacyjnego (kwiecień - wrzesień) na podstawie materiałów za lata 1981-1985. Uzyskane wyniki posłużą następnie do obliczenia bilansu dla całego okresu wegetacyjnego.
4. Zróżnicowanie natężenia bilansu radiacyjnego na obszarze badanej zlewni przedstawione zostanie poprzez wyróżnienie powierzchni o różnych stopniach podobieństwa do standardowej powierzchni trawiastej w zakresie wartości R_N .

3. Metody badań

Ogólną postać równania bilansu radiacyjnego można zapisać następująco:

$$R_N = R_S + R_L,$$

gdzie: R_N - bilans radiacyjny w pełnym zakresie widma, R_S - bilans promieniowania w zakresie krótkofalowym, R_L - bilans promieniowania w zakresie długofalowym.

Stosowane wzory empiryczne na obliczanie R_S oparte są na ogół na znanej formule Blacka pozwalającej wyznaczyć wartość całkowitego promieniowania słonecznego $Q = R(a + bu)$; gdzie R oznacza gęstość strumienia energii promienistej na granicy atmosfery dla powierzchni poziomej w Wm^{-2} , u - usłonecznienie względne w postaci ułamkowej, zaś a i b - współczynniki empiryczne. Natomiast R_L wyznacza się przyjmując jako podstawę ogólną postać równania Brunta $L = \delta r T^4(a + b\sqrt{e} - 1)$; gdzie L oznacza strumień promieniowania długofalowego przy bezchmurnym niebie, δ - współczynnik emisyjności w postaci ułamkowej, r - stałą Stefana-Boltzmana równą $5,67 \cdot 10^{-8} Wm^{-2}K^{-4}$, T - temperaturę bezwzględną powietrza w K, e - prężność pary wodnej w hPa, a a i b - współczynniki empiryczne. W literaturze spotyka się także wzory wyznaczające bilans radiacyjny w całym zakresie widma, które nie uwzględniają wspomnianych formuł Blacka i Brunta.

Dla potrzeb niniejszego opracowania wybrano wstępnie trzy wzory: formułę Roserberga (1969), wyrażającą wartości R_N w funkcji temperatury powietrza, formułę Linacre'a (1968), uwzględniającą oprócz temperatury również stosunki nefologiczne oraz opartą na wzorach Blacka i Brunta formułę, dla której współczynniki ustalił Penman (1948) i często w literaturze jest ona łączona z tym autorem (por. np. Rodskjer 1979). Rozwinięte postacie wspomnianych formuł przedstawiono w tabeli 1.

Tabela 1

Rozwinięte postacie formuł empirycznych na obliczanie bilansu promieniowania R_N

Autór	Wzór
Rosenberg (1969)	$R_N = 0,69R(0,21 + 0,54u) - 39,3$
Linacre (1968)	$R_N = (1 - A)R(0,21 + 0,54u) - 1,11(0,2 + 0,8u)(100 - t)$
Penman (1948)	$R_N = (1 - A)R(0,21 + 0,54u) - \delta \cdot 5,67 \cdot 10^{-8} (t + 273)^4 (0,56 - 0,08 \sqrt{e})(0,1 + 0,9u)$

R - gęstość strumienia energii promienistej na granicy atmosfery dla powierzchni poziomej w Wm^{-2} , u - usłonecznienie względne w postaci ułamkowej, t - temperatura powietrza w $^{\circ}C$, e - prężność pary wodnej w hPa, A - albedo w postaci ułamkowej, δ - współczynnik emisyjności w postaci ułamkowej

Uwzględniając wyniki standardowych pomiarów meteorologicznych przeprowadzonych w Turwi wykonano obliczenia R_N , zgodnie z przyjętymi wzorami. Okazało się, że poszczególne formuły "reagują" w różnym stopniu na wartości elementów meteorologicznych. Oznacza to, że nie zawsze daną formułą uzyskujemy wartości największe, bądź najmniejsze spośród przyjętych wzorów. Przykład kształtowania się wzajemnych relacji wartości R_N wg różnych wzorów zawiera tabela 2.

Prowadzone w Turwi w latach 1981-1985 okresowe pomiary aktynometryczne pozwoliły na porównanie wyników bezpośrednich pomiarów z wynikami uzyskanymi wg formuł empirycznych. Wszystkie oszacowane wartości pozostawały w istotnej zależności korelacyjnej z wartościami pomierzonymi; współczynniki korelacji dla wszystkich wzorów kształtowały się bowiem na poziomie około 0,90. Szczegółowe porównanie wyników uzyskanych w pomiarach z wynikami obliczeń wykazało, że wzór ze współczynnikami dobranymi przez Penmana dawał wyniki najmniej odbiegające od wartości bezpośrednio zmierzonych w terenie (różnica kilku procent). Biorąc pod uwagę wyniki porównania oraz cel opracowania, za mniej istotną i nadal otwartą uznano kwestię doboru współczynników empirycznych tego równania dla warunków przyrodniczych okolic Turwi. Z tego między innymi względu do dalszych obliczeń przyjęto wzór bez zmiany wartości współczynników empirycznych.

4. Jednostki przestrzenne bilansu radiacyjnego

Analiza struktury przestrzennej bywa zwykle poprzedzona ustaleniem tzw. podstawowej przestrzennej jednostki badawczej. W przypadku bilansu radiacyjnego do wyboru pozostają dwie możliwości:

- a) gdy dane meteorologiczne cechuje duża zmienność przestrzenna, wówczas bardziej "operacyjną" wydaje się być analiza prowadzona na bazie przestrzennej jednostki wyjściowej rozumianej jako regularna geometrycznie figura typu kwadrat, sześciokąt równoboczny itp.,
- b) gdy zaś wartości elementów meteorologicznych na rozpatrywanym obszarze są bardzo zbliżone do siebie, wówczas merytorycznie bardziej zasadne jest przyjęcie jednostki o jednorodnej powierzchni.

Wybór podstawowej jednostki badawczej wiąże się praktycznie ze skalą opracowania. Uznano, że dla stosunkowo małego obszaru zlewni Rowu Wysoć wyniki pomiarów i obserwacji meteorologicznych prowadzonych w Turwi spełniają warunek reprezentatywności, co przesądziło o przyjęciu jednostki jednolitej w wymiarze terytorialnym.

Tabela 2

Bilans radiacyjny łąki w Turwi wg formuł empirycznych. Wartości dla trzech dekad sierpnia w Wm^{-2}

Rok	1981			1982			1983			1984		
Dekada sierpnia	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Rosenberg (1969)	55,3	45,8	32,8	123,6	77,8	68,4	61,2	100,5	108,5	83,5	91,9	57,9
Linacre (1968)	69,5	61,1	48,5	115,8	81,0	61,8	78,3	94,6	92,8	100,3	99,4	72,9
Penman (1948)	97,2	69,3	56,4	105,0	77,3	66,1	79,1	94,2	87,1	107,1	102,3	74,9

Ustalając zasięgi takich jednostek wzięto pod uwagę: użytkowanie terenu, wilgotność siedliska, spadek terenu oraz ekspozycję zboczy. Są to najważniejsze parametry różnicujące w krajobrazie przyrodniczym dynamikę stosunków energetycznych związanych z dopływem energii promienistej do powierzchni terenu, a więc są one odpowiedzialne za funkcjonowanie różnych jakościowo powierzchni czynnych, na definicji których zasadza się zmienność mikro- czy topoklimatyczna krajobrazu przyrodniczego.

Obszar zlewni Rowu Wysokość to teren praktycznie płaski i niemal w całości użytkowany rolniczo. Wyróżniono na nim następujące typy użytkowania ziemi, w miarę jednorodne w zakresie przyjętych kryteriów: a) grunty orne, b) łąki i pastwiska, c) lasy iglaste, d) lasy liściaste i mieszane, e) sady, f) nieużytki, g) wody, h) tereny zabudowane.

Na mapie zlewni w skali 1:25 000 wydzielono zasięgi poszczególnych typów jednostek. W tabeli 3 przedstawiono powierzchnię, jaką zajmują one na rozpatrywanym obszarze.

Tabela 3

Struktura użytkowania obszaru zlewni Rowu Wysokość oraz natężenie R_N w okresie wegetacyjnym dla poszczególnych typów użytkowania

Użytkowanie	Powierzchnia		Bilans radiacyjny	
	ha	%	Wm^{-2}	%
Grunty orne	11325	62,1	84,1	101,4
Łąki i pastwiska	2277	12,5	82,9	100,0
Lasy iglaste	174	0,9	93,7	113,0
Lasy liściaste	3101	17,0	86,4	104,2
Sady	17	0,1	87,0	104,9
Nieużytki	207	1,1	89,1	107,5
Wody	579	3,2	106,2	128,1
Tereny zabudowane	571	3,1	78,0	94,1
Zlewnia Rowu Wysokość	18251	100,0 [*]	84,9	-

Obszary rolnicze charakteryzują się zmiennym użytkowaniem powierzchni i to zarówno z roku na rok, jak i w ciągu jednego sezonu wegetacyjnego. Duża zmienność użytkowania jest swoistą cechą głównie gruntów orných. Stwarza to

pewne trudności w określeniu średniej wartości albedo dla zmieniających się w taki sposób powierzchni. Wartości albedo należało odnieść do:

- a) płodozmianu występującego na obszarze zlewni,
- b) faz rozwoju wegetacyjnego.

Na podstawie materiałów archiwalnych, dotyczących dat pojawów fenologicznych, określono - dla kolejnych dekad okresu wegetacyjnego - stopień rozwoju wegetacyjnego wszystkich rodzajów jednostek na obszarze zlewni. Dla gruntów ornych wyznaczono średnie albedo biorąc pod uwagę także strukturę upraw (zboża ozime - 60%, zboża jare - 10%, ziemniaki - 15%, buraki - 10%, użytki zielone - 5%); odsetki poszczególnych upraw stanowiły wagi przy obliczaniu średniej ważonej wartości albedo.

Wyniki własnych badań prowadzonych w Turwi oraz opublikowane wyniki badań (np. Kozłowska-Szczęśna 1973) pozwoliły na wyznaczenie wartości albedo dla wyróżnionych typów jednostek fizjograficznych w kolejnych dekadach okresu wegetacyjnego. Następnie dla wszystkich wyróżnionych typów jednostek fizjograficznych obliczono wartości natężenia R_N . W obliczeniach wykorzystano wartości elementów meteorologicznych dla stacji w Turwi za lata 1980-1985. Wyniki końcowych obliczeń zamieszczono w tabeli 3. Okazało się, że na terenie zlewni Rowu Wysokość średnie natężenie R_N okresu wegetacyjnego zmieniało się od około 78 Wm^{-2} na obszarach zabudowanych do około 106 Wm^{-2} w przypadku zbiorników wodnych. Dla całej zlewni średnie natężenie R_N w tym czasie zostało oszacowane na $84,9 \text{ Wm}^{-2}$.

5. Struktura przestrzenna bilansu radiacyjnego

Występowanie tak wyznaczonych fizjograficznych jednostek terytorialnych o różnych wartościach R_N przedstawiono karyograficznie na mapie w skali 1:25 000. Przyjęcie przedziałów wartości natężenia R_N pozwoliło następnie na delimitację obszaru zlewni Rowu Wysokość na szereg zwartych powierzchni o zbliżonym bilansie radiacyjnym. Poszczególne powierzchnie mogły składać się z kilku wyjściowych jednostek fizjograficznych wydzielonych na podstawie użytkowania i można je uznać za jednostki bilansu radiacyjnego na obszarze zlewni. Wzajemna konfiguracja przestrzenna poszczególnych jednostek tworzy strukturę przestrzenną natężenia R_N zlewni Rowu Wysokość.

Strukturę przestrzenną bilansu radiacyjnego można ująć i przedstawić także w nieco inny sposób. W krajobrazie rolniczym funkcjonują obok siebie powierzchnie o różnych wzajemnych relacjach wartości R_N . Zróżnicowanie prze-



Ryc. 1. Struktura przestrzenna bilansu radiacyjnego fragmentu zlewni Rowu Wyskoć

strzenne wartości bilansu przedstawia się zazwyczaj dla powierzchni porośniętej trawą, traktowanej jako standardowa w sieci służb meteorologicznych. Wydaje się, że w przypadku analizy struktury przestrzennej bilansu radiacyjnego małych obszarów użytkowanych rolniczo można trawiastą powierzchnię łąk i pastwisk potraktować jako swoisty reper, względem którego można odnosić bilans radiacyjny innych typów powierzchni. Takie względne ujęcie struktury prze-

strzennej bilansu radiacyjnego fragmentu zlewni Rowu Wysocę przedstawia ryc. 1. Wartości natężenia R_N dla łąk i pastwisk przyjęto za 100%; pozostałe typy powierzchni cechuje bilans o odpowiednio mniejszym lub większym natężeniu, wyrażonym w odsetkach bilansu trawiastej powierzchni łąki.

Zaprezentowane ujęcie struktury przestrzennej bilansu radiacyjnego posiada pewien aspekt praktyczny. Pozwala mianowicie na odtworzenie przestrzennej struktury bilansu obszaru, dla którego dysponujemy standardowymi wartościami R_N (a więc dla powierzchni trawiastej) oraz mamy wgląd w strukturę chociażby wcześniejszych opracowań przestrzennej zmienności bilansu radiacyjnego opartych na pośrednich metodach jego szacowania, a dotyczących powierzchni trawiastej.

Literatura

- Atlas bilansu promieniowania w Polsce, 1966, red. J. Paszyński, Instytut Geografii PAN, Dokumentacje Geograficzne, 4, Materiały do poznania bilansu cieplnego Polski.
- Kozłowska-Szczęśna T., 1973, Promieniowanie pochłonięte na obszarze Polski, Prace IG PAN, 99.
- Kraujalis M.W., 1965, Próba określenia wielkości promieniowania efektywnego na obszarze Polski, Przegląd Geograficzny, 37, 1, 77-92.
- Kuczmarska L., Paszyński J., 1964a, Przebieg roczny promieniowania całkowitego w Polsce, Przegląd Geofizyczny, 9(17), 3-4, 275-279.
- Kuczmarska L., Paszyński J., 1964b, Rozkład promieniowania całkowitego w Polsce, Przegląd Geograficzny, 36, 4, 691-702.
- Linacre E.T., 1968, Estimating net radiation flux, Agricultural Meteorology, 5, 49-63.
- Miara K., Paszyński J., Grzybowski J., 1987, Zróżnicowanie przestrzenne bilansu promieniowania na obszarze Polski, Przegląd Geograficzny, 59, 4, 487-509.
- Paszyński J., 1966, Die Strahlungsbilanz Polens, Zeitschrift für Meteorologie, 17, 9-12, 321-327.
- Paszyński J., 1972, Studies on the heat balance and on evaporation, Geographica Polonica, 22, 35-51.
- Penman H.L., 1948, Natural evaporation from open water, bare soil and grass, Proc. Roy. Soc. A, 193, 120-146.

Rodskjer N., 1979, Net long-wave radiation at Uppsala, Sweden, Arch. Met. Geoph. Biokl., Ser. B, 27, 2-3, 189-192.

Rosenberg N.J., 1969, Seasonal patterns in evapotranspiration by alfalfa in the central Great Plains, Agrom. J., 61.

LIVIU APOSTOL, ION PÎRVULESCU

Stacja Badawcza "Stejarul"
Piatra Neamt, 5600 Romania

KRYTERIA TERMICZNE W WYRÓŻNIANIU TOPOKLIMATÓW KOMPLEKSOWYCH
W PÓŁNOCNO-WSCHODNIEJ RUMUNII
(STRESZCZENIE)

W referacie przedstawiono znaczenie czynników termicznych w wyróżnianiu topoklimatów kompleksowych na obszarze Wyżyny Mołdawskiej i Mołdawskich Subkarpat.

W pracy wykorzystano dane z 50 stacji meteorologicznych oraz około 200 posterunków opadowych. Poza meteorologicznymi danymi statystycznymi analizowano także materiały kartograficzne dotyczące charakteru powierzchni czynnej, szaty roślinnej, rodzaju gleb, użytkowania ziemi oraz występowania form i procesów geomorfologicznych.

W wyróżnianiu topoklimatów kompleksowych brano pod uwagę 40 różnych parametrów różnicujących - klimatycznych i fizycznogeograficznych; 12 z nich to charakterystyki warunków termicznych.

W wyniku przeprowadzonych analiz wykonano mapę regionów klimatycznych i topoklimatów kompleksowych Wyżyny Mołdawskiej i Mołdawskich Subkarpat. Na mapie zaznaczono granice 2 prowincji klimatycznych (tzn. z wpływami Bałtyku i suchych obszarów kontynentalnych) oraz 3 dzielnic klimatycznych (leśna, stepowa, z roślinnością bagienną). Na mapie wydzielono też 11 topoklimatów kompleksowych nawiązujących do mniejszych jednostek geograficznych.

Streścił K. Błazejczyk

MIHAIL APĂVALOAE, LIVIU APOSTOL

Stacja Badawcza "Stejarul"
Piatra Neamț, 5600 Romania

INWERSJE TERMICZNE W OBNIŻENIACH KARPAT WSCHODNICH
JAKO PODSTAWA WYRÓŻNIANIA TOPOKLIMATÓW
(STRESZCZENIE)

Rzeźba, poprzez swoją morfologię, a także duże zróżnicowanie wysokości, odgrywa podstawową rolę w kształtowaniu się topoklimatów w Karpatach Wschodnich. Celem pracy była analiza inwersji termicznych w centralnej części Karpat Wschodnich. Została ona przeprowadzona na podstawie danych z 28 stacji meteorologicznych, z których 7 było położonych na wzniesieniach o wysokości 1000-2500 m nmp, 10 - w kotlinach pomiędzy 700 a 800 m nmp, 8 w dolinach między 300 a 600 m nmp, zaś 4 poza łańcuchem Karpat. W analizie wykorzystano dane za lata 1961-1975 lub 1964-1975.

Autor obliczył związki pomiędzy danymi dotyczącymi temperatur powietrza oraz liczbą dni z niektórymi progami temperatur a wysokością stacji nmp, oddzielnie dla stacji górskich i położonych w dolinach i kotlinach. Na tej podstawie stwierdził występowanie inwersji w tych ostatnich. Obszary położone w dolinach i kotlinach charakteryzują się inwersjami temperatur przez cały rok, ale szczególnie w chłodnej porze roku (X-III). Wtedy jest tam zimniej niż na otaczających obniżeniach stacjach górskich. Inwersje termiczne mają wyraźny wpływ na zróżnicowanie gleb, roślinności, a nawet niektórych procesów geomorfologicznych.

Liczba dni z różnymi charakterystykami klimatu jest zróżnicowana na poszczególnych stacjach. Wśród nich wyróżnia się liczba dni z mrozem, która jest znacznie większa. Lato jest wyraźnie krótsze niż na obszarach sąsiednich. Inwersje termiczne są typowym wskaźnikiem ilościowym i jakościowym pozwalającym na wyróżnianie topoklimatów na obszarach górskich.

Streścił J. Grzybowski

ЗЕНОНАС КАУНАС, СИГИТАС ПЯТРАУСКАС

Литовский научно-исследовательский институт экономики
сельского хозяйства Государственного агропромышленного
комитета Литовской ССР
Каунас

СОСТАВЛЕНИЕ КАРТ УВЛАЖНЕННОСТИ
СЕЛЬСКОХОЗЯЙСТВЕННЫХ ПОЛЕЙ
ПО МАТЕРИАЛАМ АЭРОФОТОСНИМКОВ

На неосушенных землях увлажненность сельскохозяйственных полей соответствует генетическим типам почв. В Литовской ССР избыточно увлажненными являются болотные, подзолисто-болотные глееватые, подзолисто-болотные глеевые, дерново-глеевые и дерново-глееватые почвы. Степень заболоченности или глееватости находится в тесной зависимости с имеющимися в почве запасами влаги.

После проведения осушительных работ водный режим переувлажненных почв резко меняется и выделить на карте более увлажненные участки очень трудно.

При проведении аэровизуальных и наземных наблюдений за состоянием осушенных земель установлено, что при высыхании на полях начинают выделяться более светлые линии закрытого дренажа. Однако почти в каждом поле встречаются участки, где дренажные линии выделяются менее ярко или совсем не выделяются.

Мы попытались выяснить, нельзя ли использовать эти особенности высыхания осушенных почв для картографирования более влажных площадей. Для исследования выбрали участок на суглинистой моренной равнине, осушенной гончарным дренажем (рис. 1). Осушительные работы на одной части этого участка проведены в 1969 году, а на другой – в 1971 г. Расстояние между дренами 10 – 20 м, глубина закладки дрен 1,0 – 1,2 м. Последние пять лет участок использовался под полевые культуры и осенью всегда вспахивался. На этом участке весной 1986 г. проведено двухкратное черно-белое изопанхроматическое аэрофотографирование. Первое аэрофотографирование выполнялось 23 апреля, когда почва была еще сырая

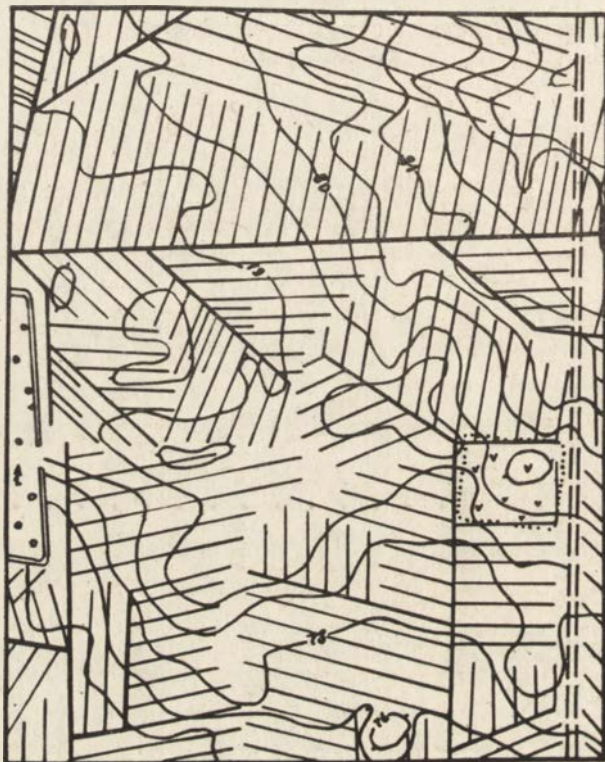


Рис. 1. План осушения участка

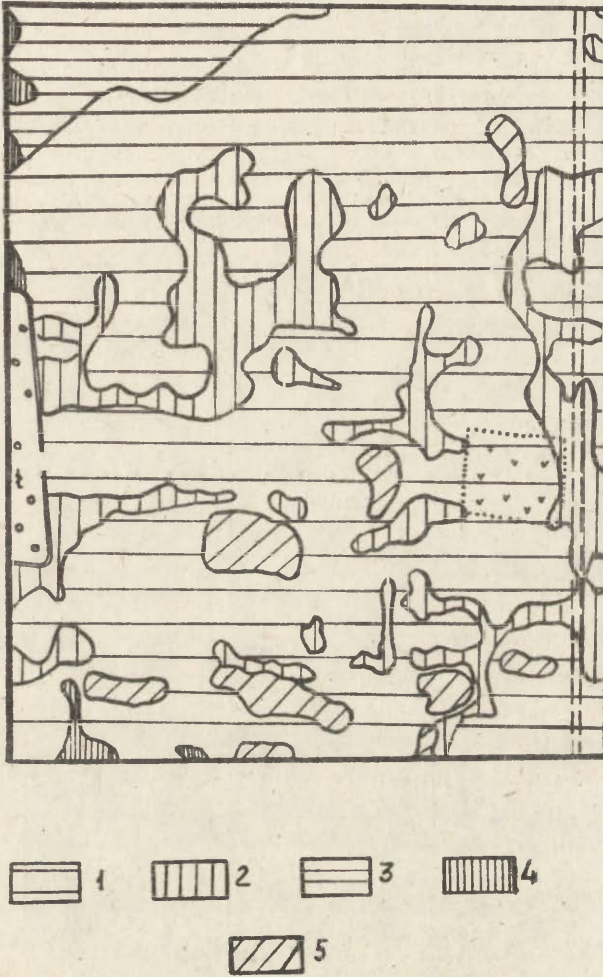


Рис. 2. Почвенная карта участка

Почвы: 1 - подзолисто-глееватые, 2 - подзолисто-глеевые,
3 - дерново-глееватые, 4 - дерново-глеевые, 5 - подзолистые

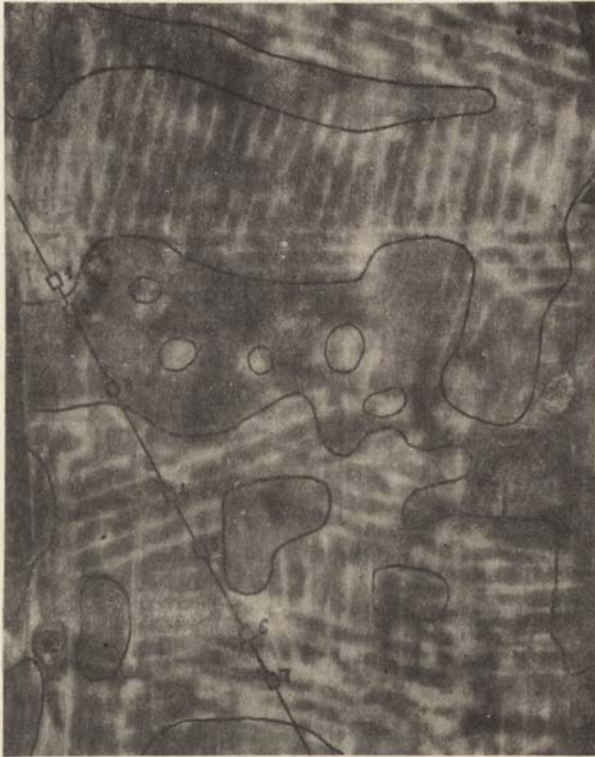


Рис. 3. Выделение увлажненных площадей на аэрофотоснимке

и дренажные линии не были еще видны. Второе аэрофотографирование проводилось 1 мая перед началом весенних полевых работ в момент высыхания поверхности почвы и выявления линии закрытого дренажа. Анализ полученных материалов показал, что на первых аэроснимках можно выделить лишь более темные понижения и более светлые повышения. На основании этих аэроснимков на территории нашего участка проведены полевые почвенные исследования и составлена почвенная карта (рис. 2). Исследование показало, что более темные контуры на аэроснимках первого залета (23.04.86 г.) хорошо соответствуют подзолисто-болотным глеевым и дерново-глеевым почвам, имеющим больше гумуса. В самых светлых местах обычно встречаются подзолистые почвы. Использование аэроснимков при проведении полевых почвенных исследований значительно ускоряет полевые работы и повышает точность почвенных карт.

Аэроснимки второго залета (01.05.86 г.) сильно отличаются от аэроснимков первого залета. Здесь некоторые места, бывшие на первом аэроснимке относительно светлыми, стали относительно темными. На аэроснимках второго залета во многих местах довольно ярко выделяются дренажные линии. В других местах дренажные линии не выделяются или выделяются очень слабо.

Для выяснения причин этих особенностей мы выбрали в различных аэроснимках 7 площадок размером 10 x 10 метров (рис. 3). На этих площадках весной 1987 г., в момент выявления на поверхности дренажных линий, два дня подряд брались образцы для определения влажности поверхности почвы. Влажность почвы определялась термостатно-весовым способом. В первый день образцы отбирались с 9-кратной, а во второй день с 5-кратной повторностью. Точки для взятия образцов подбирались случайным образом в пределах намеченных площадок.

Полученные результаты исследований показали, что в пределах нашего участка влажность почвы отличается большой вариацией. Однако, среди этого разнообразия можно заметить и некоторые закономерности. Во второй и третьей площадках, находящихся в зонах без дренажных линий, влажность почвы была от 28,1 до 35 % (см. табл. 1). Это значительно больше, чем влажность почвы в площадках 1, 5, 6, 7.

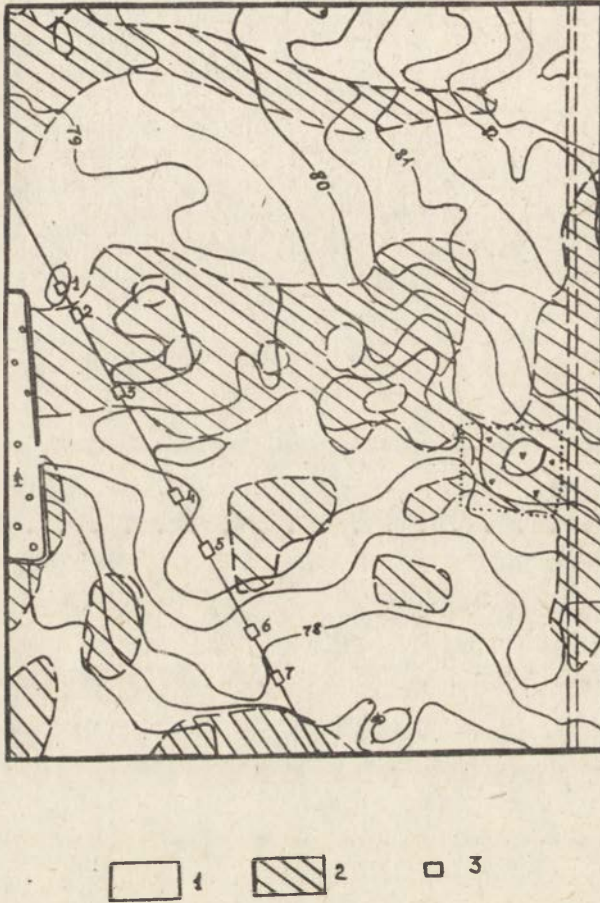


Рис. 4. Карта увлажнения участка:
 1 - менее увлажненные почвы, 2 - более увлажненные почвы,
 3 - площадки исследований влажности почвы

Таблица 1

Влажность поверхности почвы,
% от веса абсолютного сухой почвы

№ площадки		1	2	3	4	5	6	7
Влажность	Измерение № 1	6,2	28,8	35,0	24,1	15,2	8,2	13,9
почвы	Измерение № 2	3,3	28,1	34,3	16,9	13,1	6,1	11,6

В четвертой площадке в первый день эксперимента влажность почвы была довольно высокая 24,1 %. Однако, на следующий день она значительно уменьшилась – до 16,9 %. Это указывает на то, что дренаж там работает удовлетворительно и что по увлажненности четвертая площадка занимает промежуточное положение.

Из полученных результатов можно сделать вывод, что выделение на аэрофотоснимках дренажных линий можно использовать в качестве признака картографирования более увлажненных площадей. Составлена на этой основе карта увлажненности нашего участка приводится на рис. 4. На основе этой карты-полевые обследования дренажных площадей подтвердили приемлимость вышеуказанного метода.

При сравнении полученной карты увлажненных площадей с почвенной картой можно заметить, что на нашем участке они сильно отличаются. Это указывает на то, что на осушенных площадках при составлении карт запасов почвенной влаги необходимо учитывать эффективность осушительного действия дренажа.

BARBARA OLECHNOWICZ-BOBROWSKA, HELENA NAGAWIECKA,
BARBARA WÓJCIK, TADEUSZ ZAWORA

Katedra Meteorologii i Klimatologii Rolniczej
Akademia Rolnicza
Kraków

WPLYW WYSOKOŚCI NAD POZIOMEM MORZA I EKSPOZYCJI TERENU NA TOPOKLIMATYCZNE WARUNKI UPRAWY ZIEMNIAKÓW W POLSKICH KARPATACH ZACHODNICH

1. Wstęp

Pogarszanie się warunków meteorologicznych wegetacji roślin uprawnych w obszarach górskich, w miarę wzrostu wysokości nad poziomem morza, jest zjawiskiem powszechnie znanym i udokumentowanym w licznych publikacjach klimatologicznych i agrometeorologicznych (Gumiński 1948; Herszkowicz i in. 1971; Witek, Górski 1977). Z nowszych badań dotyczących klimatu i agroklimatu Karpat Zachodnich najliczniejsze są prace wykonane w Zakładzie Klimatologii UJ przez M. Hessa i współpracowników (Hess 1965, 1968; Hess i in. 1976; Kowanetz 1981; Niedźwiedź 1973; Obrębska-Starkłowa 1969, 1977). Dotyczą one zróżnicowania klimatu w mezo-, makro- i mikroskali, charakterystyki pojavów fenologicznych i posuch atmosferycznych.

W Katedrze Meteorologii i Klimatologii Rolniczej AR w Krakowie od kilku lat prowadzi się badania z zakresu agroklimatologii Karpat. Opublikowane dotychczas prace dotyczą wpływu sum i liczby dni z opadem na plonowanie wybranych roślin uprawnych (Olechnowicz-Bobrowska, Zawora 1986a, b, c). Kontynuowane są opracowania na temat ciągów dni z opadem i ich wpływu na przebieg prac polowych w warunkach meteorologicznych wegetacji roślin uprawnych.

Inspiracją do podjęcia badań na temat topoklimatycznych warunków uprawy ziemniaków były prace K. Figuły z Zakładu Przyrodniczych Podstaw Melioracji b. WSR, obecnie Akademii Rolniczej w Krakowie nad zróżnicowaniem wilgotności gleby i składowych bilansu cieplnego na stokach o różnej ekspozycji (Figuła 1964). Do podjęcia tej tematyki zachęciły nas również wyniki badań M. Hessa nad zróżnicowaniem mezoklimatycznym Karpat Zachodnich (Hess 1968), jak również L. Kostka, który badał zróżnicowanie opadów w zależności od wysokości nad

i długości geograficznej na stokach eksponowanych na wiatry deszczonośne i leżących w cieniach opadowych (Kostrakiewicz 1968). Przykładowo, wg opracowanych przez Kostrakiewicza nomogramów, roczna suma opadów na południku 20° w Karpatach, na wysokości 200 m npm wynosi 775 mm na stokach nawietrznych i 675 mm na zawietrznych, zaś na wysokości 1000 m npm wartości te wynoszą odpowiednio 1255 i 1090 mm.

Celem naszego opracowania jest próba określenia związku pomiędzy plonowaniem roślin uprawnych a wysokością npm przy zróżnicowaniu ekspozycji terenu na wiatry deszczonośne w polskich Karpatach Zachodnich. Jako roślinę modelową przyjęto ziemniaki, uprawiane powszechnie w terenach górskich. Wśród innych roślin uprawnych plony ziemniaków stosunkowo niewiele zmieniają się z wysokością npm, natomiast ulegają dużym wahaniom w poszczególnych latach, w zależności od przebiegu pogody, a w szczególności od sum i rozkładu opadów atmosferycznych.

Interesujące byłoby zbadanie jakich plonów należałoby się spodziewać nie tylko pod wpływem zmian wysokości npm, ale i w różnych formach rzeźby terenu oraz na stokach o różnej ekspozycji, których charakterystyka zróżnicowania mezoklimatycznego zawarta jest w opracowaniu Hessa (Hess 1968). Byłaby to jednocześnie bonitacja agroklimatyczna Karpat. Niestety brak danych odnośnie plonów z małych jednostek administracyjnych uniemożliwia na razie wykonanie tego zadania.

2. Materiały i metoda

Plony ziemniaków uzyskano z roczników statystycznych w poszczególnych gminach trzech województw, a mianowicie: bielskiego, krakowskiego i nowosądeckiego za lata 1976–1985. W opracowaniu nie uwzględniono gmin leżących poza obszarem Karpat. Dla określenia wpływu zróżnicowanej ekspozycji terenu względem deszczonośnych wiatrów na plonowanie ziemniaków wykorzystano opublikowaną przez Kostrakiewicza (1968) mapę cieni opadowych w polskich Karpatach. Nałożono na nią mapę z siecią administracyjną gmin, wydzielając spośród nich te gminy, których przeważająca powierzchnia leży na stronie nawietrznej, a osobno te w których przeważają obszary zawietrzne. Odrzucono natomiast te, które miały zbliżone powierzchnie terenów nawietrznych i zawietrznych. Dla tak zaklasyfikowanych jednostek administracyjnych obliczono z map topograficznych średnią wysokość leżących tam pól uprawnych. Wysokościom tym przyporządkowano średnio 10-letnie plony ziemniaków w poszczególnych gminach. Związek między

plonami ziemniaków a wysokością npm na obszarach nawietrznych i osobno za-
wietrznych przedstawiono w postaci współczynników korelacji i równań regresji
prostoliniowej. Charakterystykę pogody w okresie wegetacyjnym ziemniaków za
badane 10-lecie opracowano na podstawie danych z Miesięcznych Przeglądów
Agrometeorologicznych.

3. Charakterystyka przebiegu pogody w badanym okresie

W badanym 10-leciu w okresie największego zapotrzebowania ziemniaków na
wodę przypadającego na miesiące od czerwca do sierpnia opady atmosferyczne wy-
nosiły 93% ich wartości średniej wieloletniej. Najbardziej suchy był rok 1976
z sumą opadów w miesiącach VI-VIII wynoszącą 59% średniej wieloletniej. Naj-
bardziej mokre były lata 1980 i 1985 z sumą opadów w tych miesiącach odpowied-
nio 127 i 126%. Temperatura powietrza w miesiącach VI-VII była niższa o 0,8°C
w stosunku do średniej wieloletniej. Najcieplejsze były lata 1982 i 1983 z od-
chyleniem temperatury +0,3°C w charakteryzowanym okresie VI-VIII. Jak wynika
z powyższej charakterystyki, warunki meteorologiczne w badanym 10-leciu zbli-
żone były do przeciętnych - chociaż było nieznacznie mniej opadów i nieco
chłodniej.

4. Wyniki badań

Średnia wysokość gmin na stokach nawietrznych wynosiła 480 m npm, na
stokach zawietrznych była ona o 100 m wyższa. Różnica ta wynika z przebiegu
granicy rolno-leśnej. Maksymalna wysokość gminy położonej na stronie nawietrz-
nej wynosiła 685 m npm, a na zawietrznej - 865 m. Średnie plony ziemniaków
na stokach nawietrznych wynosiły 16,4 t/ha, na zawietrznych były nieznacznie
niższe i wynosiły 16,3 t/ha. Jest to spowodowane faktem, że tereny zawietrzne
wznoszą się średnio o 100 m wyżej.

Ze wzrostem wysokości obserwuje się spadek plonów ziemniaków. Współczyn-
nik korelacji pomiędzy plonami ziemniaków a wysokością npm na stokach na-
wietrznych wynosił -0,59, a na zawietrznych -0,39. Poziom istotności obliczo-
nych współczynników korelacji jest wyższy dla stoków nawietrznych i wynosi
0,001, niż zawietrznych, gdzie jego wartość wynosi 0,05. Równanie przedsta-
wiające związek między wysokością npm a wartością plonów dla gmin położonych
na stokach nawietrznych ma postać:

$$a = -0,005785h + 19,2$$

natomiast na stokach zawietrznych odpowiednio:

$$a = -0,004278h + 18,7$$

gdzie symbole literowe oznaczają:

a - plon ziemniaków w t/ha

h - wysokość npm w metrach

Równanie przedstawiające analogiczny związek dla wszystkich gmin bez uwzględnienia ekspozycji ma postać:

$$a = -0,003488h + 18,5$$

a wartość współczynnika korelacji dla tego związku wynosi -0,42 na poziomie istotności równym 0,001.

Zależność plonowania od wysokości npm na terenach różnie eksponowanych na wiatry deszczonośne obliczono także dla skrajnych pod względem opadów lat, tj. mokrego 1980 i suchego 1976. Z przeprowadzonych obliczeń wynika, że w roku mokrym różnica między spadkiem plonów na stokach o ekspozycji nawietrznej i zawietrznej nie jest statystycznie istotna. Interesująca jest natomiast zależność w suchym 1976 roku, bowiem w tym roku, bez uwzględniania ekspozycji, była ona dodatnia, co oznacza, że wraz ze wzrostem wysokości npm plony ziemniaków wzrastały. W tym to roku, jak już poprzednio wspomniano, w miesiącach największego zapotrzebowania na wodę (VI-VIII) suma opadów wynosiła zaledwie nieco powyżej połowy ich średniej wieloletniej. Wilgotność gleby w tym czasie wzrastała wraz ze wzrostem sumy opadów atmosferycznych niedostatecznych w niższych partiach gór. W miarę zwiększania się opadów z wysokością npm warunki wegetacji ziemniaków stawały się coraz bardziej korzystne. Równanie regresji dla tego związku ma następującą postać:

$$a = 0,004193h + 18,4$$

a współczynnik korelacji wynosi 0,1736 i jest istotny zaledwie na poziomie 0,1. Zatem można tu mówić raczej o ogólnej tendencji w roku suchym, niż o ścisłej zależności. Należy jednak przypuszczać, że dla dłuższego ciągu obserwacji nawet dwu lub trzech lat suchych - zależność ta byłaby bardziej ścisła i istotna statystycznie.

5. Wnioski

Ustalenie relacji pogoda - plon, zwłaszcza w obszarach górskich o największych sumach opadów atmosferycznych w Polsce i dużej ich zmienności w poszczególnych latach, zobowiązuje do posługiwania się w badaniach długoletnim ciągiem danych. Tylko w takim okresie reprezentatywne będą wszystkie przypadki

występujących tam warunków meteorologicznych dla lat suchych, przeciętnych i mokrych. Krótka seria może dać odbiegające od przeciętnych wyniki. Przykładem tego jest suchy rok 1976, wprawdzie o najwyższych plonach, wynoszących 20,5 t/ha, w którym to roku plony ziemniaków wzrastały przeciętnie o 0,4 t/ha na 100 m wzrostu wysokości.

Przeprowadzone badania wykazały spadek plonowania ziemniaków nie tylko z wysokością npm, co jest faktem ogólnie znanym, ale przede wszystkim zależnie od ekspozycji stoków na wiatry deszczonośne. W Karpatach Zachodnich obszary eksponowane na wiatry deszczonośne, o wyższych sumach opadów, odznaczają się większym spadkiem plonów na jednostkę wysokości, niż obszary zawietrzne. Średni spadek plonu wynoszący 0,6 t/ha na 100 m wzniesienia npm na stokach nawietrznych i 0,4 t/ha na 100 m na stokach zawietrznych jest ilościowym wskaźnikiem zróżnicowania warunków topoklimatycznych wegetacji ziemniaków na tym obszarze.

Literatura

- Figuła K., 1964, Untersuchungen über die Wasser und Wärmebilanz des Hanges, Wissenschaftliche Zeitschrift der Karl-Marx Universität, Leipzig, 13.
- Gumiński R., 1948, Próba wydzielenia dzielnic rolniczo-klimatycznych w Polsce, Przegl. Met. i Hydrol., 1.
- Herszkowicz E.L. i in., 1971, Agroklimaticzeskije resursy territorii socjalistycznych stran Ewropy, Sofia.
- Hess M., 1965, Piętra klimatyczne w polskich Karpatach Zachodnich, Zesz. Nauk. UJ, Prace Geogr., 11.
- Hess M., 1968, Metoda określania ilościowego zróżnicowania mezoklimatycznego w terenach górskich, Zesz. Nauk. UJ, Prace Geogr., 18.
- Hess M., Niedźwiedz T., Obrębska-Starkłowa B., 1976, Charakterystyka stosunków termicznych obszarów górskich z punktu widzenia warunków wegetacji roślin uprawnych, Folia Geogr., Ser. Geogr. Phys., 10.
- Kostrakiewicz L., 1968, Nomogram do obliczania średnich sum opadowych okresu wegetacyjnego w Karpatach polskich poniżej poziomu inwersji, Probl. Zagosp. Ziem Górsk., 6.
- Kowanetz L., 1981, Charakterystyka posuch atmosferycznych w polskich Karpatach, Probl. Zagosp. Ziem Górsk., 22.
- Miesięczny Przegląd Agrometeorologiczny 1976-1985.

- Niedźwiedz T., 1973, Temperatura i wilgotność powietrza w warunkach rzeźby pogórskiej (na przykładzie doliny Raby koło Gaika-Brzezowej), Zesz. Nauk. UJ, Prace Geogr., 32.
- Obrębska-Starkłowa B., 1969, Stosunki mikroklimatyczne na pograniczu pięter leśnych i pól uprawnych, Zesz. Nauk. UJ, Prace Geogr., 23.
- Obrębska-Starkłowa B., 1977, Typologia i regionalizacja fenologiczno-klimatyczna na przykładzie dorzecza górnej Wisły, Rozpr. hab. UJ, 11.
- Olechnowicz-Bobrowska B., Zawora T., 1986a, Les pluies abondantes et leur influence sur les récoltes dans les Carpates Occidentales, IV-e Colloque de L'Association Franc., "Climat et risques naturels". Paryż, czerwiec.
- Olechnowicz-Bobrowska B., Zawora T., 1986b, L'influence des facteurs hypsométriques et pluviométriques sur le rendement de quelques plantes cultivées en Carpates, International Symposium on Topoclimatology and its Applications, Liège.
- Olechnowicz-Bobrowska B., Zawora T., 1986a, Bestimmung des Einflusses der Häufigkeit der Niederschlagstage auf den Ertrag einiger Kulturpflanzen in den Westkarpaten, International Symposium on Urban and Local Climatology, Freiburg, Febr. 20-21, 1986.
- Rocznik statystyczny woj. bielskiego, nowosądeckiego i krakowskiego 1976-1985.
- Witek T., Górski T., 1977, Przyrodnicza bonitacja rolniczej przestrzeni produkcyjnej w Polsce, Wyd. Geol., Warszawa.

KAZIMIERZ KŁYSIK
MIECZYŚLAWA TARAJKOWSKA..

Zakład Meteorologii i Klimatologii
Uniwersytetu Łódzkiego
Łódź

MEZOSKALOWA ANALIZA POLA OPADÓW ATMOSFERYCZNYCH W REJONIE BEŁCHATOWSKIEGO OKRĘGU PRZEMYSŁOWEGO (BOP)

Powszechnie uznawany jest pogląd, że obszary, w których na wielką skalę rozwijają się procesy gospodarcze wywierają istotny wpływ na lokalne i mezoskalowe procesy atmosferyczne. Celem podjętej analizy było określenie wpływu działalności Kopalni Węgla Brunatnego (KWB) "Bełchatów" i pobliskiej elektrowni o mocy 4320 MW na opady atmosferyczne w mezoskali. Pojawienie się w środowisku wielkich deniwelacji terenu (dno wkopu - 200 m poniżej średniej wysokości terenu otaczającego, wierzchowina zwałowiska - 150 m powyżej poziomu terenu) związanych z antropogennymi formami rzeźby o powierzchni kilkudziesięciu km², a przede wszystkim istnienie gigantycznego źródła ciepła i pary wodnej niemal punktowo emitowanych do atmosfery, powoduje daleko idące zmiany warunków klimatycznych w skali lokalnej. Elektrowni prawie zawsze towarzyszy chmura rozmiarów Ob (z wyjątkiem niektórych letnich okresów pogody wyżowej w suchych masach powietrza). Naturalne zróżnicowanie hipsometryczne terenu jest niewielkie. Wysokości względne osiągają przeciętnie wartości kilku- do kilkunastu metrów na kilometr kwadratowy, a najwyższe wzniesienia ciągnące się między Piotrkowem a Bełchatowem w kierunku Łodzi (dział wodny zlewni Wisły i Odry) osiągają 276 i 288 m n.p.m.

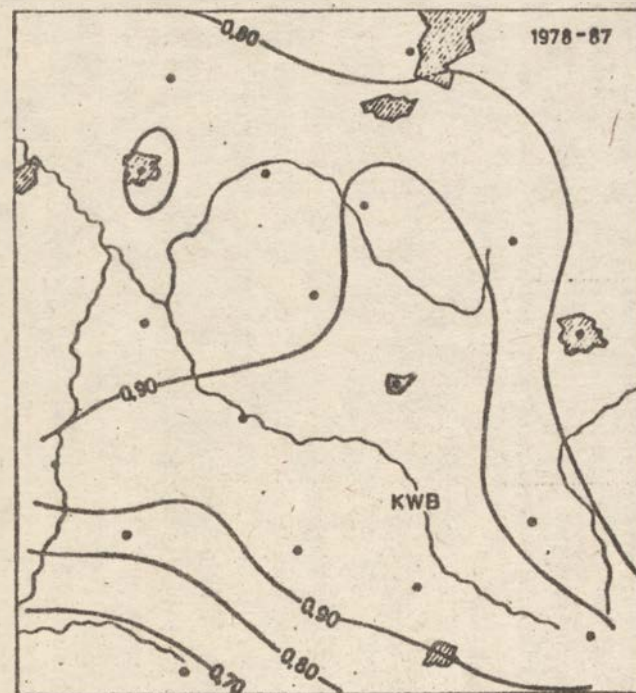
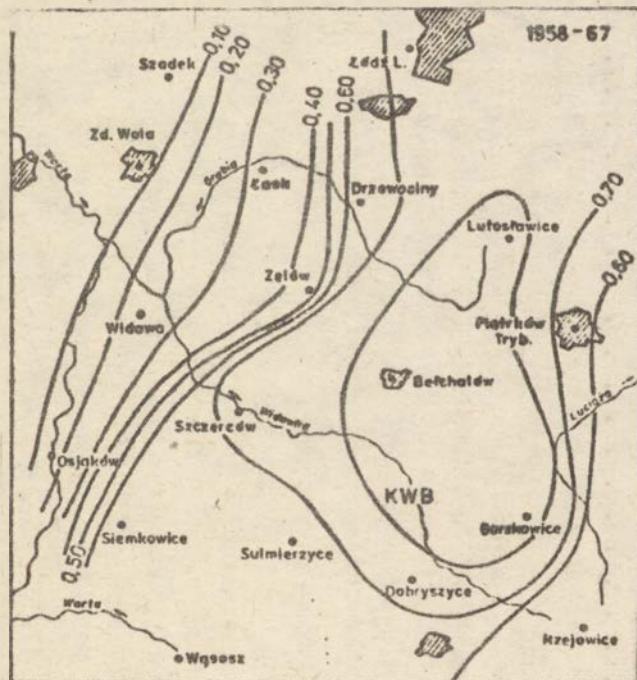
Aby zbadać czy zaznacza się wpływ BOP-u na szersze tło warunków opadowych podjęta została statystyczna analiza danych z 18 stacji opadowych na obszarze od Łodzi na północy do Radomska na południu i od Warty na zachodzie po Pilicę na wschodzie. Do analizy wybrano te stacje opadowe, które mają pełne serie pomiarowe w ciągu 30-lecia 1958-1987. Ostatnia dekada tego trzydziestolecia przynosiła na okres wzrostu produkcji kopalni i elektrowni w Bełchatowie. Jeśli istnieje dziś znaczący wpływ tych inwestycji na stosunki opadowe w szer-

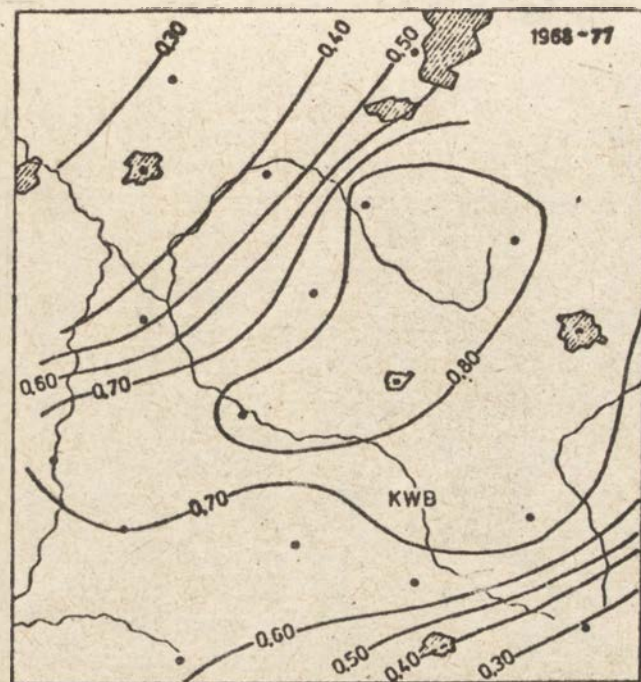
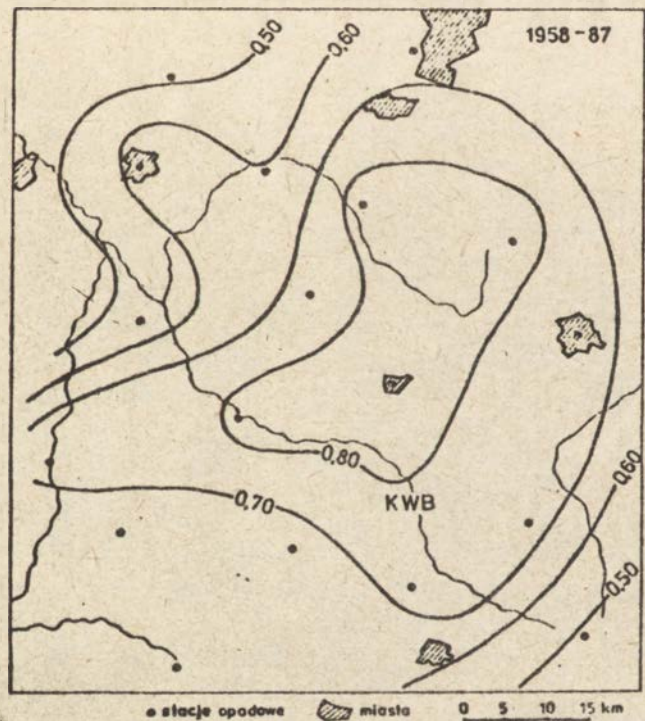
szej skali, to dziesięciolecie 1978-1987 winno różnić się od poprzednich pod względem wielkości sum opadów miesięcznych i rocznych i ich geograficznego rozmieszczenia lub pod względem zależności między poszczególnymi stacjami w kolejnych dziesięcioleciach określonych przez współczynniki korelacji

($r = \frac{\frac{1}{n} \sum (a - \bar{a})(b - \bar{b})}{\delta a \delta b}$). Obliczenia korelacji wykonano względem stacji położonej w centralnej części obszaru (Bełchatów, ryc. 1) oraz względem stacji położonej peryferyjnie (Łódź, ryc. 2).

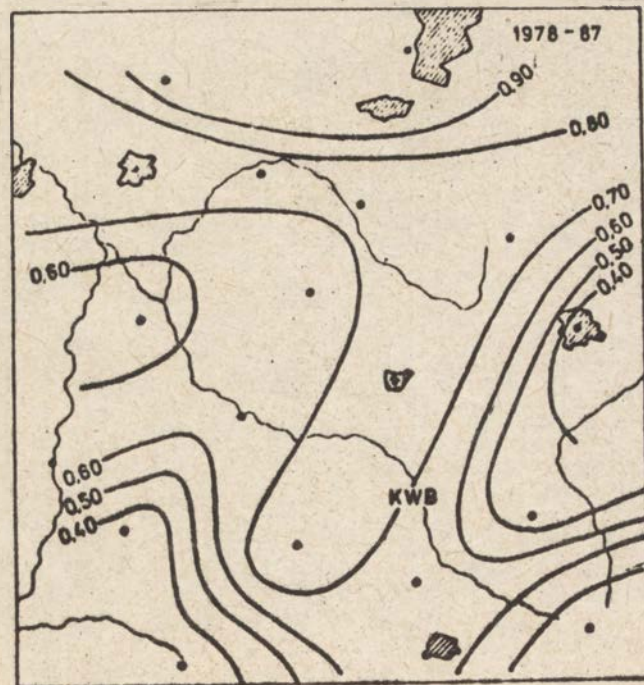
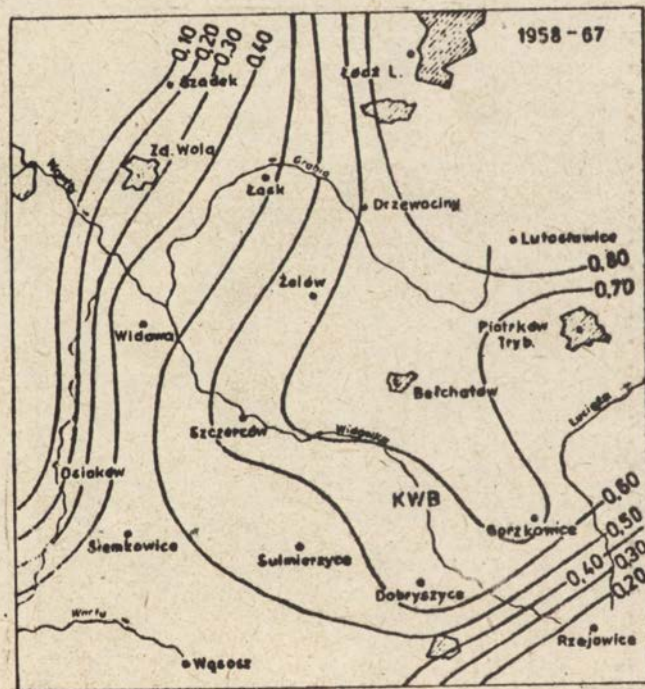
Analiza geograficznego rozmieszczenia sum opadów w poszczególnych miesiącach i średnio w roku nie daje podstaw do przypuszczeń, że ostatnie dziesięciolecie 1978-1987 wyróżnia się pod tym względem w sposób szczególny. Opady miesięcy zimowych są mało zróżnicowane na całym badanym obszarze i nie można wskazać żadnych istotnych prawidłowości zróżnicowania przestrzennego. Większe sumy opadów w miesiącach letnich także nie układają się w sposób, który wskazywałby na istnienie trwałych mezoskalowych uwarunkowań. Sumy roczne (ryc. 3) wahają się w granicach 570-630 mm. Zarówno Wiszniewski (1953) dla okresu 1891-1930, jak i Dubaniewicz (1974) dla okresu 1954-1964 stwierdzili podobny rząd wielkości rocznych sum opadów na tym terenie. W pierwszym dziesięcioleciu (1958-1967) sumy opadów wyraźnie wzrastają ku zachodowi, osiągając najwyższe wartości w rejonie Szczerców-Piotrków-Lutosławice (powyżej 660 mm). W okresie 1968-1977 najwyższe opady wystąpiły w zachodniej i południowo-wschodniej części badanego obszaru, a w części centralnej rozciągała się strefa obniżonych sum rocznych. Trzecie dziesięciolecie (1978-1987) cechuje się najwyższymi sumami opadów w południowo-zachodniej części obszaru i względnym niedostatkiem w okolicach Piotrkowa, Bełchatowa i kopalni. Średnie sumy roczne z okresu 30-letniego są mało zróżnicowane na całym obszarze, a obraz kartograficzny nie sugeruje istnienia ewidentnych wpływów podłoża w mezoskali.

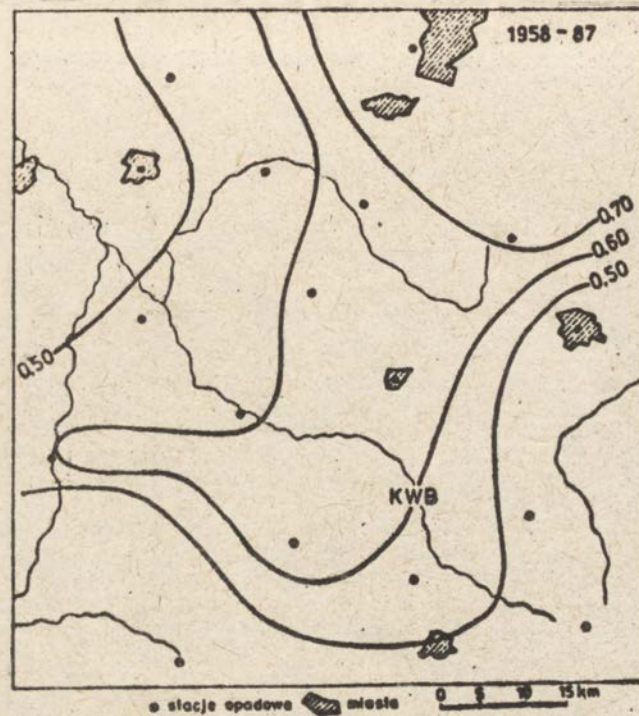
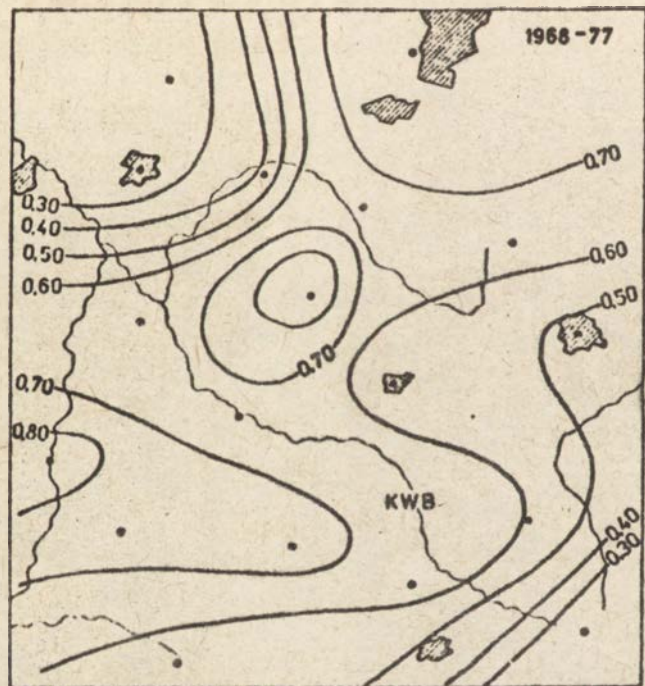
Obliczone współczynniki korelacji między wartościami miesięcznych sum opadów w Bełchatowie a innymi stacjami badanego obszaru oraz wykreślone mapki izokorelat służyć mogą albo do wykrywania niejednorodności (błędów) serii pomiarowych albo, przy założeniu poprawności danych, do wykrywania zakłóceń w polu opadów wywołanych czynnikami geograficznymi. W normalnych, pozbawionych czynników zaburzających warunkach, izokorelaty powinny układać się koncentrycznie przybierając coraz mniejsze wartości w miarę wzrostu odległości od stacji centralnej. Wszelkie odchylenia od takiego modelu należy więc traktować bądź jako przejaw wpływu błędów pomiarowych, bądź istnienia istotnych



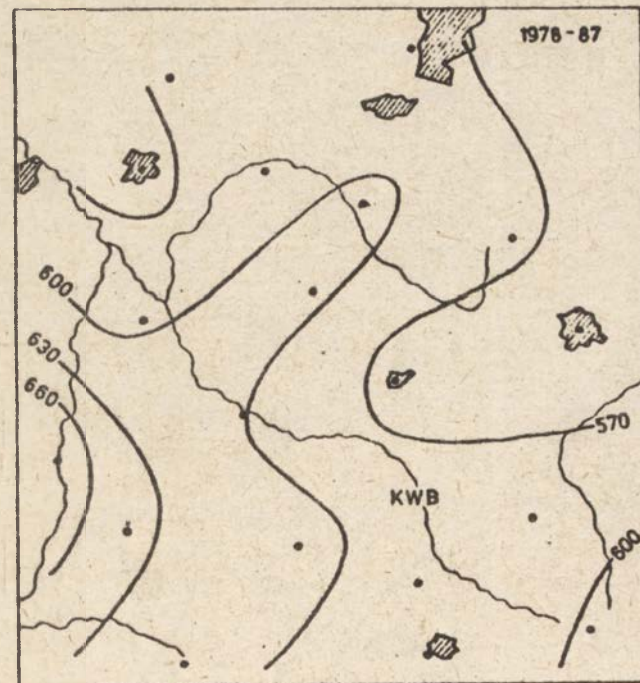


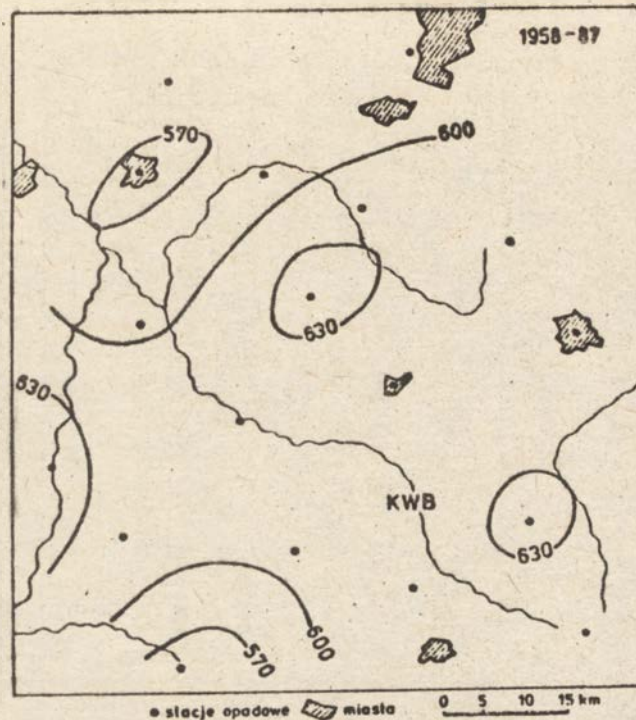
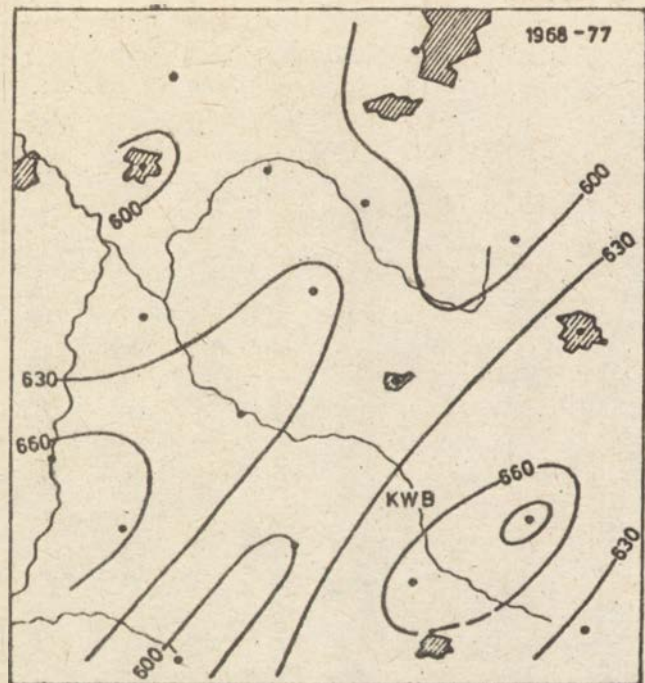
Ryc. 1. Korelacja między sumami miesięcznymi opadów atmosferycznych w Bełchatowie i w innych stacjach opadowych w czerwcu w okresach: 1958-1967, 1968-1977, 1978-1987, 1958-1987



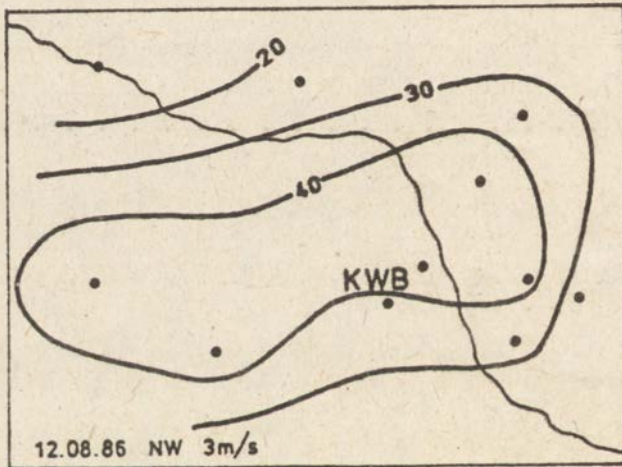
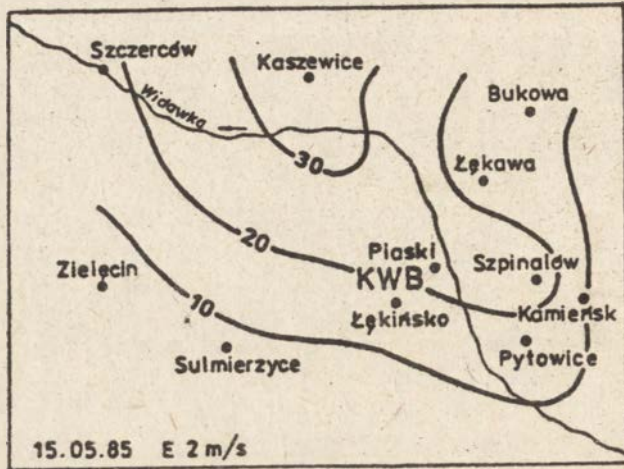


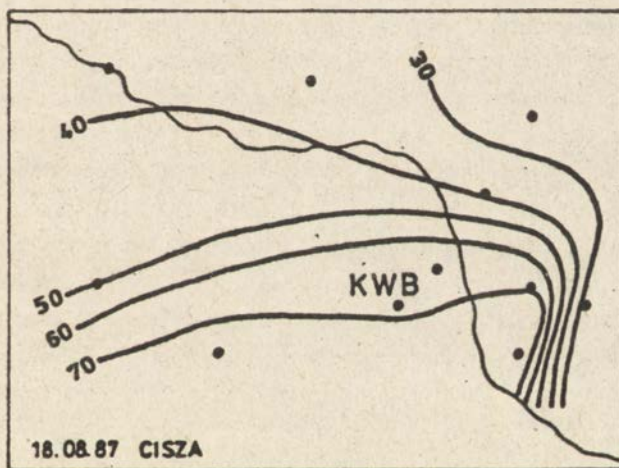
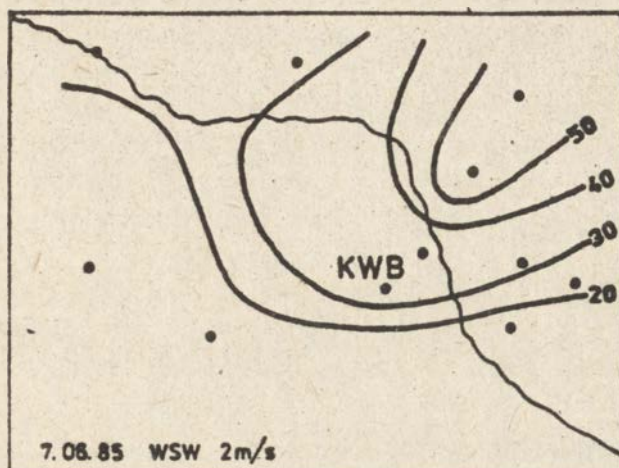
Ryc. 2. Korelacja między sumami miesięcznymi opadów atmosferycznych w Łodzi-Lublinie i innych stacjach opadowych w czerwcu w okresach: 1958-1967, 1968-1977, 1978-1987, 1958-1987





Ryc. 3. Sumy roczne opadów (w mm) w rejonie Bełchatowskiego Okręgu Przemysłowego w okresach: 1958-1967, 1968-1977, 1978-1987 i średnio w latach 1958-1987





Ryc. 4. Przykłady zróżnicowania dobowych sum opadów atmosferycznych (w mm) w rejonie kopalni i elektrowni "Bełchatów"

uwarunkowań. Wykonane obliczenia dla wszystkich miesięcy w trzech dziesięcioleciach i w całym okesie wykazały, że opady zimowe są dobrze skorelowane na całym obszarze i brak podstaw do twierdzenia o istnieniu lokalnych zakłóceń pola opadów. Współczynniki korelacji w miesiącach letnich są znacznie niższe, a ich zróżnicowanie przestrzenne jest znacznie większe (ryc. 1 i 2). Obszar dobrze skorelowanych opadów względem stacji Bełchatów obejmuje większą część badanego obszaru. W pierwszych dwóch dziesięcioleciach zaznacza się zagęszczenie izokorelat w kierunku NW i SE, w trzecim dziesięcioleciu obszar dobrze skorelowanych opadów (sum miesięcznych) jest znacznie większy, a obraz przestrzenny mniej urozmaicony. Mapy izokorelat między opadami Łodzi a innymi stacjami wykazują, że cała środkowa część obszaru w kierunku SW aż po Sulmierzyce, Szczerców i Bełchatów jest nadspodziewanie dobrze skorelowana. W świetle przeprowadzonych analiz nie ma więc podstaw do stwierdzenia, że zmienność opadów w rejonie BOP-u wykazuje odrębność na tle analizowanego obszaru, z wyjątkiem może obszarów północno-zachodnich.

Wpływu okręgu górniczo-energetycznego można się natomiast dopatrywać w skali lokalnej. Na ryc. 4 przedstawione są wybrane przykłady zróżnicowania dobowych sum opadów w konkretnych dniach (dane z Rocznika Hydrometeorologicznego KWB "Bełchatów"). Są to opady pochodzenia burzowego, a zasięg przestrzenny stref intensywnych opadów sugeruje istnienie związku z położeniem elektrowni, wkopu i zwałowiska. Przeanalizowane przypadki wystąpienia intensywnych opadów wskazują, że sumy dobowe opadów atmosferycznych, nawet na stacjach bardzo blisko siebie położonych mogą różnić się bardzo znacznie (w omawianych przypadkach nawet o 40 mm przy odległości 2 km). Nie można dać obecnie jednoznacznej odpowiedzi na pytanie, czy jest to związane z naturalnym zasięgiem kolumn opadowych pochodzenia burzowego, czy też efekt ten jest wzmocniony lokalnie poprzez emisję ciepła sztucznego i pary wodnej oraz antropogennych deniwelacji terenu. Skala lokalna zjawiska wymaga badań w oparciu o znacznie zagęszczoną sieć stacji pomiarowych działających w dłuższym czasie. Analiza czynnikowa, która mogłaby być użyteczna przy rozstrzygnięciu tego problemu wymaga bowiem bogatego materiału obserwacyjnego.

Literatura

- Dubaniewicz H., 1974, Klimat województwa łódzkiego, *Acta Geogr. Lodz.*, 34
- Kożuchowski K., 1985, Zmienność opadów atmosferycznych w Łodzi w okresie 1904-1979, *Acta Univ. Lodz., Folia Geographica*, 4.
- Tarajkowska M., 1969, Rozkład dziennych sum opadowych dla miasta Łodzi w zależności od kierunków wiatrów, *Zeszyty Naukowe UŁ, Meteorologia i Hydrologia*, S. II., 32.
- Wiszniewski W., 1953, *Atlas opadów atmosferycznych w Polsce 1891-1930*, Warszawa.

KAZIMIERZ KŁYSIK
RENATA MATUSIAK

Zakład Meteorologii i Klimatologii
Uniwersytetu Łódzkiego
Łódź

EMISJA CIEPŁA SZTUCZNEGO NA OBSZARZE ŁODZI

1. Wprowadzenie

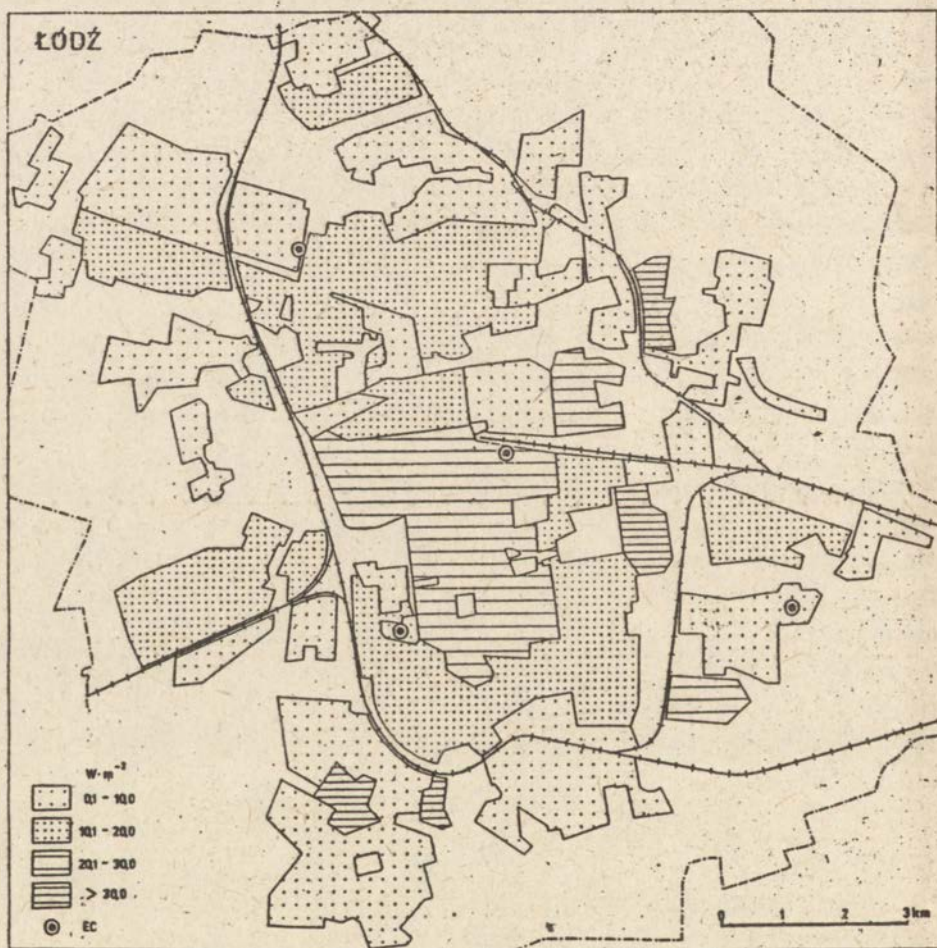
Sztuczne ciepło, wyzwalane w procesie spalania paliw, jest ważnym czynnikiem klimatotwórczym na terenach aglomeracji miejskich i przemysłowych. Zarówno ocena przestrzennego zróżnicowania wielkości strumienia ciepła sztucznego, jak i jego zmienności w biegu rocznym jest zadaniem skomplikowanym, głównie ze względu na trudności przyporządkowania wielkości zużywanych paliw konkretnym jednostkom przestrzennym w obrębie miasta. Bardzo różnorodne rozwiązania metodyczne tego problemu prezentowane przez różnych autorów powodują, że wyniki podawane w literaturze różnią się znacznie lub są w ogóle nieporównywalne. Najprostszym sposobem uzyskania przybliżonej informacji o wielkości strumienia ciepła sztucznego jest szacunkowa metoda bilansowania zużycia paliw stałych, płynnych, energii elektrycznej, gazu itp. w skali całego miasta i odniesienie tego zużycia do jego ogólnej powierzchni. Średni strumień ciepła sztucznego w Berlinie Zachodnim (234 km^2) wynosi $22 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$, w St. Louis (250 km^2) - $65 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$, w Moskwie (880 km^2) - $130 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$, w Chicago (1800 km^2) - $30 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ (za Landsbergiem 1980). Na obszarach śródmiejskich miast amerykańskich w zimie strumień ciepła sztucznego waha się w granicach $174\text{--}209 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$, w lecie $21\text{--}42 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$. Metodą inwentaryzacyjną obliczone wartości strumienia ciepła w zimie na Manhattanie wynoszą $199 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ (Bornstein), w Montrealu - $117\text{--}157 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ (Summers), w Budapeszcie $51 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ (w lipcu 32, średnio rocznie $43 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$) (Probald - za Harrison, Goldrick, Williams 1984). Autorzy ci podają także, że na obszarze Londynu strumień ciepła sztucznego w niektórych centralnych rejonach (wg siatki kilometrowej) sięga $333 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$, a średnio w grudniu powyżej $100 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$.

2. Metoda opracowania

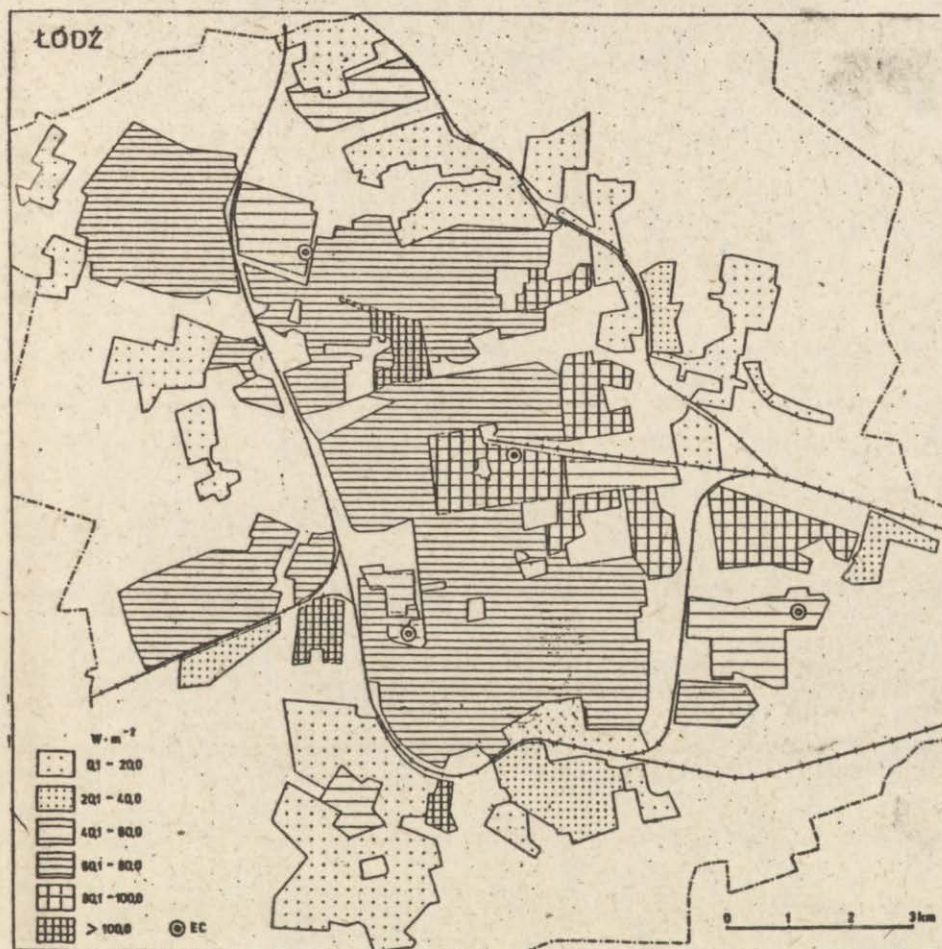
Celem prezentowanego opracowania było uzyskanie danych o przestrzennym różnicowaniu strumienia ciepła sztucznego na obszarze Łodzi przy zastosowaniu metody szacunkowo-inwentaryzacyjnej. Polega ona na bilansowaniu zużycia energii we wszystkich jej formach dla obszarów o możliwie jednorodnym typie zabudowy miejskiej. Roboczy podkład kartograficzny stanowiła mapa Łodzi w skali 1:10 000. Na mapie tej wyznaczone zostały zasięgi głównych typów zabudowy miejskiej: 1° - zabudowa jednorodzinna, głównie wolnostojące domy mieszkalne na odrębnych działkach, 2° - zabudowa blokowa, głównie nowe osiedla mieszkaniowe, 3° - zabudowa czynszowa w centralnych rejonach miasta przemieszana z obiektami przemysłowymi, 4° - dzielnice przemysłowe zabudowane prawie wyłącznie obiektami przemysłowymi. Rejony bilansowania zużycia energii na przedstawionych mapach (Ryc. 1-3) pokrywają się przeważnie z dającymi się wydzielić typami użytkowania terenów miejskich, zwłaszcza poza obrębem kolei obwodowej. W centralnych rejonach miasta zasięgi rejonów bilansowania wyznaczone są ponadto przez tzw. jednostki urbanistyczne - uwzględnione w statystycznych zestawieniach GUS, przez zasięgi obsługi poszczególnych Detalicznych Składów Opałowych (DSO) itp. Wszystkie obliczenia wykonano wg stanu na rok 1985 - dla stycznia, lipca i średnio rocznie. Niezbędne dane o zużyciu energii uzyskano w Zakładzie Sieci Ciepłej, w Przedsiębiorstwie Handlu Opałem, w Zakładzie Energetycznym Łódź-Miasto, w CPN i Wojewódzkim Urzędzie Statystycznym. Uwzględniono zużycie ciepła na ogrzewanie budynków mieszkalnych i zakładów przemysłowych, zużycie pary technologicznej w przemyśle, w tym także wytwarzanej w lokalnych kotłowniach, zużycie ciepłej wody, energii elektrycznej i gazu w gospodarstwach domowych i w przemyśle oraz zużycie paliw płynnych na cele transportowe. Szacunek błędu wskazuje, że podane wartości cechują się raczej niedomiarem wynikającym głównie z konieczności generalizacji danych wyjściowych i ustalania granic określonych typów zabudowy.

3. Wyniki

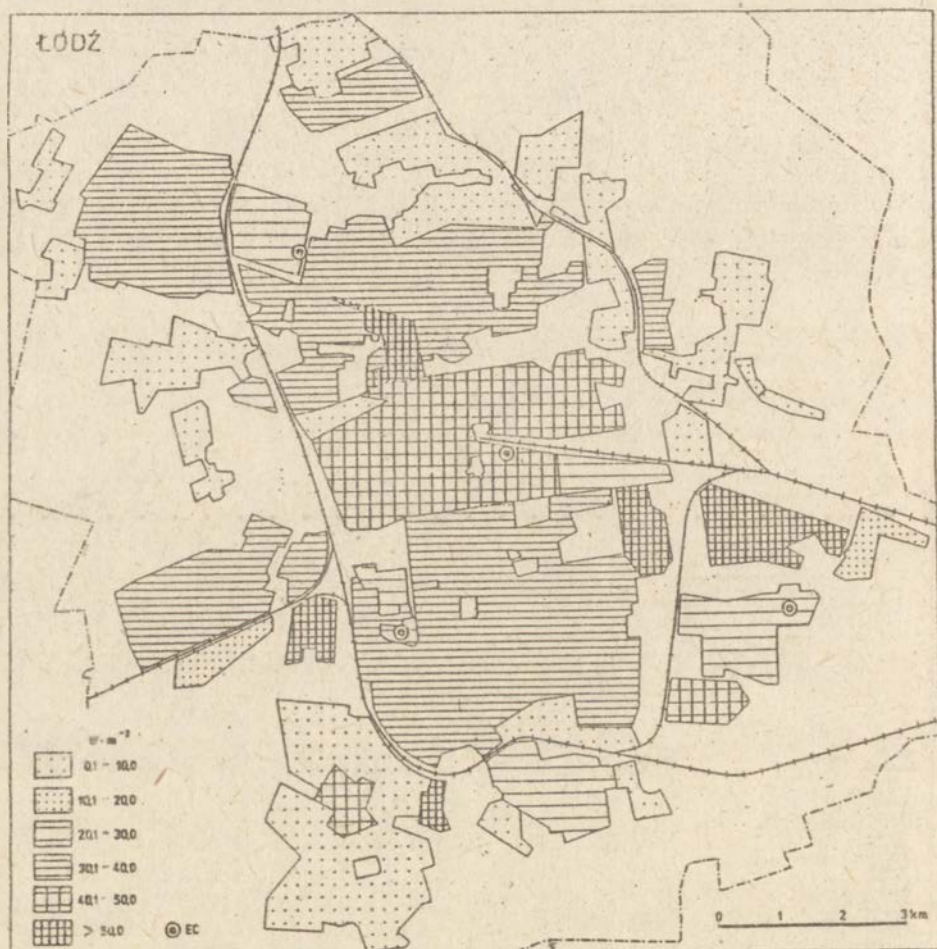
Z ogólnej powierzchni m. Łodzi w granicach administracyjnych, która wynosi 214 km^2 tylko ok. 80 km^2 jest zabudowane w stopniu uzasadniającym obliczanie strumienia ciepła sztucznego. Na przeważającej części terenu wartości strumienia ciepła są bliskie zeru (lasy, pola uprawne, nieużytki, parki i inne tereny zielone). Dla zabudowy jednorodzinnej w zwartych kompleksach emisja sztucznego ciepła obliczona została na $8,3 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ w styczniu, $1,5 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ w lipcu



Ryc. 1. Zróżnicowanie wielkości strumienia ciepła sztucznego na obszarze łodzi w lipcu



Ryc. 2. Zróżnicowanie wielkości strumienia ciepła sztucznego na obszarze Łodzi w styczniu



Ryc. 3. średni roczny strumień ciepła sztucznego na obszarze łodzi

i $4,3 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ średnio w roku. Nowe dzielnice mieszkaniowe, zajmujące brutto ok. $28,5 \text{ km}^2$ (łącznie z ulicami, placami wewnętrznymi itp.), cechują się wartością strumienia ciepła sztucznego rzędu $63 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ w styczniu, $14,4 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ w lipcu i $34,6 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ średnio rocznie. W zależności od intensywności zabudowy i w związku z tym od gęstości zaludnienia w poszczególnych dzielnicach mieszkaniowych wartości strumienia ciepła wahały się w zimie w granicach od $90 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ (osiedle Widzew-Wschód) do $50 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$.

Nowe dzielnice przemysłowe ($11,9 \text{ km}^2$), w których powierzchnia zabudowy jest na ogół znacznie mniejsza od ogólnej powierzchni działki danego zakładu i odpowiednio całej dzielnicy - średnio w łodzi strumień ciepła sztucznego wynosi w zimie $65 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$, w lecie $15 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ i $41 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ średnio rocznie. W poszczególnych dzielnicach w zimie wartości wahają się od $45 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ do 100 , a nawet powyżej $150 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$. Dotyczy to zwłaszcza tych rejonów, w których znajdują się zakłady posiadające wielkie kotłownie lokalne produkujące duże ilości pary technologicznej niezbędnej w produkcji włókienniczej (farbiarnie, wykończalnie itp.). Osobny problem stanowi emisja ciepła w rejonach istniejących elektrociepłowni. Przy założeniu, że obszar zabudowań z każdej z nich wynosi 4 ha - wartość strumienia ciepła sztucznego w tych rejonach w styczniu sięga 2000 - $3000 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$.

Rejon zabudowy czynszowej centralnych części miasta wraz ze współwystępującymi zakładami przemysłowymi ($16,3 \text{ km}^2$) cechują się przeciętnie najwyższymi wartościami strumienia ciepła sztucznego. Średnio w styczniu wynosi on $75 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$, w lipcu nieco powyżej $19 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ i średnio w roku $42 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$. Powyższe wartości obliczone są jako średnie ważone z poszczególnych rejonów bilansowych wagą jest powierzchnia tych rejonów. Średnio dla wszystkich rejonów zabudowanych (wszystkich typów zabudowy) w styczniu strumień ciepła sztucznego wynosi $51 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$, w lipcu $12 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$, a średnio w roku $29 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$. Dla rejonów zabudowy intensywnej (bez jednorodzinnej) o ogólnej powierzchni ok. 57 km^2 strumień ciepła sztucznego wynosi średnio $67 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ w styczniu, $16 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ w lipcu i $38 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ przeciętnie w roku.

Przestrzenny układ obszarów o dużej emisji ciepła sztucznego, zwłaszcza w kontekście rozmieszczenia terenów zieleni miejskiej, jest główną przyczyną istnienia komórkowej struktury miejskiej wyspy ciepła. Jedną z przyczyn jej zmiennego natężenia (pulsacyjnego charakteru) w biegu rocznym i dobowym jest zmienna wielkość emisji ciepła sztucznego. O znaczeniu ciepła sztucznego świadczy wielkość jego emisji względem energii promieniowania słonecznego

docierającego do powierzchni czynnej. W okresie zimowym w terenach zabudowanych sumy ciepła sztucznego przewyższają 2-krotnie sumy energii przychodzącej w postaci promieniowania całkowitego. Jeśli ciepło sztuczne odnieść do energii promieniowania pochłoniętego, to stosunek ten jest jeszcze większy. Średnio rocznie emisja ciepła sztucznego w Łodzi wynosi ok. 25% promieniowania całkowitego. Ciepło sztuczne musi być więc uznane za niezwykle istotny, a w miesiącach zimowych za decydujący czynnik klimatotwórczy obszarów miejskich i przemysłowych.

Literatura

- Harrison R., McColdrick B., Williams C., 1984, Artificial heat release from Greater London 1971-1976, *Atmospheric Environment*, 18, 11, 2291-2304.
- Kraujalis W., 1972, Udział ciepła ze sztucznych źródeł w bilansie cieplnym na obszarze Polski, *Prace Geograficzne IG PAN*, 95.
- Landsberg H., 1980, Meteorological effects of rejected heat, *Annals of the New York Academy of Sciences*, 338, 569-574.
- Oke T., 1974, Review of urban climatology 1968-1973, WMO Technical Note No 134.

ANDRZEJ WYSZKOWSKI

Katedra Hydrologii i Klimatologii
Uniwersytet Gdański
Gdańsk

KLIMAT LOKALNY ELBLĄGA

Elbląg jest miastem przemysłowym, liczącym przeszło 100 tys. mieszkańców, położonym na pograniczu Żuław i Wzniesień Elbląskich. Celem przeprowadzonych badań było określenie zróżnicowania przestrzennego warunków klimatycznych oraz próba ilościowej ich charakterystyki (ryc. 1).



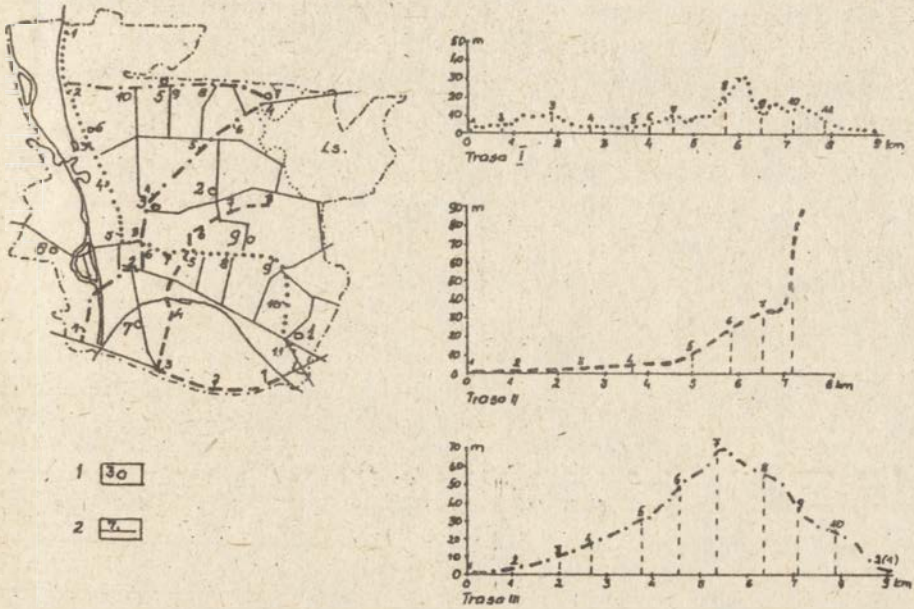
Ryc. 1. Położenie Elbląga - szkic sytuacyjny

Pomiary wykonano w systemie obserwacji ciągłych oraz badań patrolowych. Pomiary ciągle wykonywane były w 9 punktach wyposażonych w standardowe klatki meteorologiczne, w których na wysokości 1 m nad poziomem gruntu umieszczone były termohigrografy tygodniowe i psychrometry Augusta. Sieć punktów pomiarowych nawiązywała do zróżnicowania rzeźby i typu użytkowania terenu. Użytkowane rolniczo, najniżej położone, "żuławskie" fragmenty miasta reprezentowały punkty 7 i 8. Na pograniczu Żuław i Wzniesień Elbląskich zlokalizowane były punkty 1, 3 i 6, przy czym punkt 6 był charakterystyczny dla obszarów o intensywnej zabudowie przemysłowo-mieszkaniowej, punkt 3 był zlokalizowany na rozległym placu w centrum miasta o dominującej zabudowie mieszkaniowej, natomiast punkt 1 znajdował się na pograniczu obszarów zurbanizowanych i użytków rolnych. Punkty 2 i 5 usytuowane były w dolnej części Wzniesień Elbląskich, z tym że punkt 2 reprezentował warunki klimatyczne terenów zieleni miejskiej, a punkt 5 warunki stosunkowo rozległych obszarów o niskiej, rozproszonej zabudowie mieszkaniowej. Najwyżej, w strefie wysoczyznowej, na obszarze o użytkowaniu rolniczym, znajdował się punkt 4. W opracowaniu wykorzystano również materiały obserwacyjne ze stacji IMGW, którą oznaczono numerem 9. Znajdowała się ona na pograniczu obszarów zabudowanych i użytkowanych rolniczo (ryc. 2).

Analizę ogólnych cech rozkładów przestrzennych temperatury i wilgotności powietrza oraz kierunku i dynamiki ich zmian w cyklu dobowym, przeprowadzono na podstawie materiałów zebranych w trakcie całodobowych pomiarów patrolowych, wykonywanych w różnych porach roku, w warunkach pogody radiacyjnej. Pomiary wykonywano w zagęszczonej sieci, złożonej z 30 punktów, usytuowanych wzdłuż 3 tras przebiegających przez miasto.

Uzyskane rezultaty badań pozwoliły na przeprowadzenie delimitacji typów klimatu lokalnego. Kryterium klasyfikacji stanowiły wartości odchyień temperatury i wilgotności względnej powietrza, w odniesieniu do wartości notowanych na stacji reperowej, którą był posterunek IMGW w Elblągu.

O wyborze temperatury powietrza, jako podstawowego kryterium delimitacji jednostek topoklimatycznych, zdecydował fakt, że jest ona elementem klimatycznym odzwierciedlającym kompleksowe oddziaływanie rzeźby, użytkowania terenu, rodzaju podłoża itp. Z kolei uwzględnienie warunków wilgotnościowych wydaje się niezbędne, ze względu na znaczącą rolę, jaką w Elblągu odgrywa, jako lokalny czynnik klimatotwórczy, wilgotne podłoże Żuław. Tak więc można przyjąć, że przestrzenny rozkład temperatury i wilgotności względnej powietrza, w sposób wystarczająco dokładny, obrazuje wpływ zróżnicowania środowiska geograficznego Elbląga na lokalne właściwości klimatu.



Ryc. 2. Sieć punktów pomiarowych

Podstawowym czynnikiem różnicującym temperaturę i wilgotność względną powietrza w Elblągu jest silnie zróżnicowane podłoże. Znajduje to swoje odbicie w rozkładach przestrzennych temperatury i wilgotności względnej powietrza, w warunkach pogody radiacyjnej, w okresie dnia i nocy. Dominujący wpływ podłoża na wymianę ciepła powoduje, że w okresie nocy poziome gradienty temperatury i wilgotności względnej powietrza są większe niż w okresie dnia. Z tego względu analizę przestrzennego zróżnicowania odchyień wymienionych elementów meteorologicznych przeprowadzono dla pory nocnej (22.00).

Teoretycznie, przy 3 klasach odchyień temperatury i wilgotności względnej powietrza, otrzymuje się 9 typów topoklimatu (tab. 1). Na terenie Elbląga występuje jedynie 5 spośród nich.

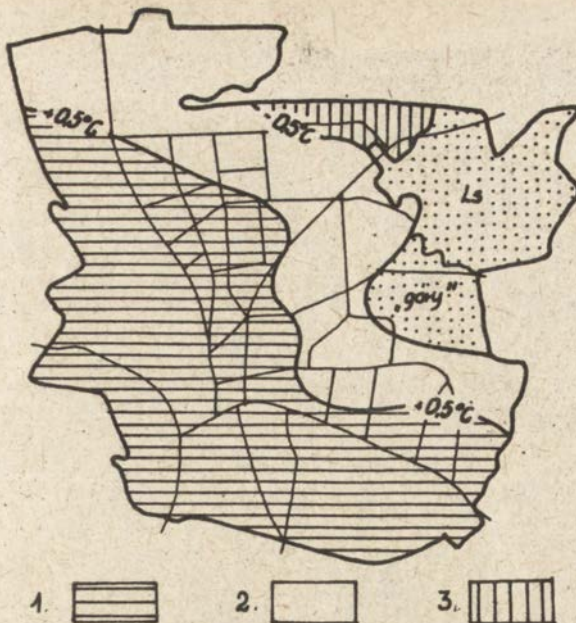
Tabela 1

Typy topoklimatu

Klasy odchyień wilgotności względnej powietrza		< -5%	-5% do +5%	> +5%
Klasy odchyień temperatury powietrza		.1	.2	.3
< -0,5°C	1.	1.1	1.2	1.3
-0,5° do +0,5°C	2.	2.1	2.2	2.3
> +0,5°C	3.	3.1	3.2	3.3

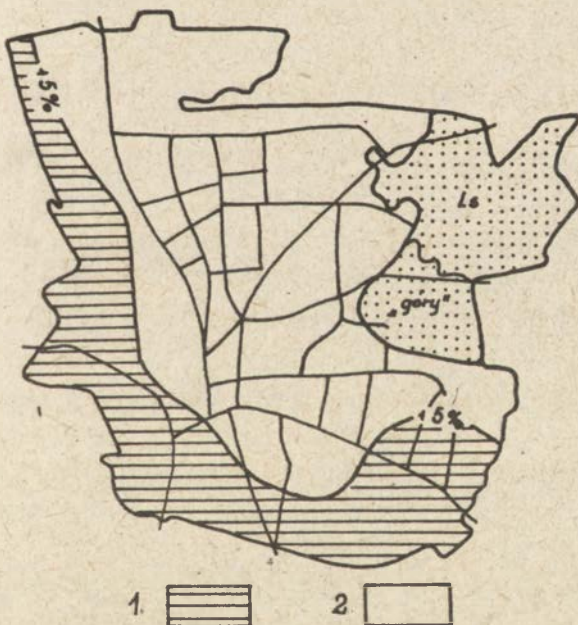
W celu wyznaczenia granic typów topoklimatu w pierwszej kolejności wykonano mapy izolinii średnich odchyień temperatury i wilgotności względnej powietrza w przyjętych klasach. W odniesieniu do temperatury wielkością progową było 0,5°C, zaś w odniesieniu do wilgotności względnej powietrza 5% (ryc. 3 i 4). Granice poszczególnych typów topoklimatu uzyskano poprzez nałożenie tych map. Z delimitacji wyłączono obszary, w których nie wykonywano pomiarów ciągłych, tj. rejon Gęsiej i Kruczej Góry oraz las miejski (tzw. Bazantarnia, ryc. 5). Charakterystykę wydzielonych jednostek topoklimatycznych oparto na wynikach badań terenowych uzupełnionych o analizę kartograficznych i archiwalnych materiałów ze Stacji Sanitarno-Epidemiologicznej.

Typ 1.2. Obejmuje fragmenty strefy wysoczyznowej Wzniesień Elbląskich, położone w granicach miasta. Są to tereny, gdzie w okresie nocy, w warunkach pogody radiacyjnej, obserwuje się ujemne odchylenia temperatury i przeciętne wartości wilgotności względnej powietrza. Ten typ topoklimatu charakteryzuje



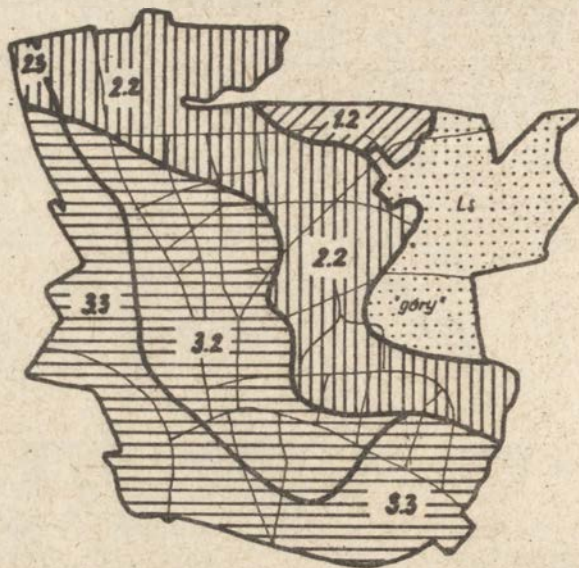
Ryc. 3. Rozkład przestrzenny średnich odchyleń temperatury powietrza w Elblągu, w przyjętych klasach

- 1 - strefa odchyleń dodatnich, 2 - strefa odchyleń przeciętnych,
3 - strefa odchyleń ujemnych



Ryc. 4. Rozkład przestrzenny średnich odchyleń wilgotności względnej powietrza w Elblągu, w przyjętych klasach

- 1 - strefa odchyleń dodatnich, 2 - strefa odchyleń przeciętnych



Ryc. 5. Elbląg. Typy topoklimatu (objaśnienia w tekście)

się najniższymi temperaturami powietrza, bez względu na porę roku i doby. Wilgotność względna powietrza w półroczu ciepłym przyjmuje tu wartości stosunkowo wysokie, z tym że w okresie dnia jej wartości są niższe niż na terenach sąsiadujących. W półroczu chłodnym wilgotność względna powietrza jest tutaj zbliżona do wartości przeciętnych dla całego miasta. W kształtowaniu warunków termiczno-wilgotnościowych omawianego typu, zaznacza się wiodący wpływ rzeźby terenu, w tym głównie wyniesienia nad poziom morza.

Charakterystyczną cechą tego typu topoklimatu są stosunkowo wysokie prędkości wiatru, bez względu na porę roku i doby. Obserwuje się tutaj względnie wyższą, w porównaniu z pozostałymi typami topoklimatu, zmienność kierunku wiatru. Dopływ promieniowania bezpośredniego jest zbliżony do wartości notowanych na terenach płaskich odkrytych. Opad pyłu w strefie wysoczyznowej Wzniesień Elbląskich jest stosunkowo niewielki.

Typ .2. Obejmuje strefę krawędziową Wzniesień Elbląskich. W okresie bezchmurnych nocy półroczu ciepłego temperatura i wilgotność względna powietrza przyjmują tutaj wartości przeciętne. Cechą charakterystyczną tego typu topoklimatu jest szczególnie duża zmienność przestrzennych rozkładów temperatury

powietrza w okresie nocy w półroczu ciepłym oraz w ciągu całej doby w półroczu chłodnym. Jest to obszar nieznacznie cieplejszy od omówionej wyżej strefy wysoczyznowej. Wilgotność względna powietrza w ciągu całego roku kształtuje się tutaj na poziomie wartości przeciętnych dla obszaru opracowania. Charakterystyczny dla tego typu topoklimatu, skomplikowany obraz stosunków termiczno-wilgotnościowych należy wiązać przede wszystkim z wpływem urozmaiconej rzeźby terenu oraz oddziaływaniem sąsiednich obszarów zabudowanych. Urzeźbienie terenu wpływa tutaj także na dużą zmienność przestrzenną prędkości i kierunku wiatru. Inną charakterystyczną cechą omawianego typu topoklimatu jest znaczne zróżnicowanie wielkości dopływającego promieniowania bezpośredniego, co należy wiązać z dużą zmiennością spadków i ekspozycji terenu. W obrębie strefy krawędziowej Wzniesień Elbląskich można wyróżnić tereny o niskich wartościach opadu pyłu (w ich części górnej) oraz o wartościach wysokich (w części dolnej).

Typ 2.3. Obejmuje niewielki fragment północno-zachodniej części miasta. W okresie bezchmurnych nocy w półroczu ciepłym, wartości odchyleni temperatury powietrza były przeciętne, natomiast odchylenia wilgotności względnej wskazywały na zwiększoną zawartość pary wodnej w powietrzu. W cieplej porze roku typ 2.3 cechują najwyższe temperatury powietrza, bez względu na porę doby. W porównaniu z typem 2.2, średnie dzienne temperatury powietrza są latem wyższe o ok. $0,8^{\circ}\text{C}$, a w okresie nocy różnice średnich temperatur przekraczają nawet 1°C . W półroczu chłodnym wartości temperatury powietrza kształtują się tutaj na poziomie niższym od przeciętnych. Przebieg roczny i dobowy temperatury powietrza w tym typie topoklimatu wskazuje na znaczny wpływ przyległych obszarów o intensywnej zabudowie oraz otwartych zbiorników wodnych. Wilgotność względna powietrza w ciągu całego roku należy tu do najwyższych. Prędkości wiatru osiągają wartości przeciętne względem obserwowanych w innych fragmentach miasta. Dopływ promieniowania bezpośredniego jest zbliżony do występującego na otwartych terenach płaskich.

Typ 3.2. Obejmuje obszary o intensywnej zabudowie mieszkaniowej i przemysłowej. Odchylenia temperatury powietrza w okresie nocy, w półroczu ciepłym, w warunkach pogody radiacyjnej wskazują na uprzywilejowanie termiczne tego terenu. Wilgotność względna przyjmuje tu wartości przeciętne. Warunki klimatyczne typu 3.2 są charakterystyczne dla obszarów znajdujących się pod silną antropopresją, wynikającą z prawie całkowitej zmiany środowiska naturalnego. Temperatura powietrza kształtuje się tutaj w sposób typowy dla centralnej części

miasta (T.R. Oke 1978 i inni), co przejawia się w względnie najwyższych jej wartościach w okresie zimy i relatywnie wysokich w lecie. Mniej wyraźnie uwiadcza się w Elblągu, w porównaniu z innymi miastami, wpływ zabudowy na wilgotność względną powietrza. Wynika to ze specyfiki położenia Elbląga w sąsiedztwie dużych, zwartych obszarów podmokłych (Żuławy Wiślane). W konsekwencji, charakterystyczne dla większości miast zmniejszenie wilgotności względnej powietrza jest tutaj słabiej widoczne (Wyszkowski, w druku). Stosunki wietrzne w tym typie topoklimatu kształtują się w sposób typowy dla obszarów zabudowanych (duże deformacje prędkości i kierunku wiatru w zależności od charakteru zabudowy). Dopływ promieniowania bezpośredniego jest silnie zróżnicowany, co wiąże się z dużą różnorodnością zabudowy i użytkowania terenu. Obszary topoklimatu 3.2 charakteryzują się najwyższymi wartościami opadu pyłu.

Typ 3.3. Ten typ topoklimatu obejmuje całą "żuławską" część miasta. W warunkach pogody radiacyjnej, w okresie nocy, zarówno temperatura jak i wilgotność względna powietrza przyjmowały wysokie wartości. Charakterystyczną cechą jest ścisły związek rozkładu przestrzennego temperatury powietrza z uwilgotnieniem podłoża. Przyjęte klasy odchyień temperatury powietrza uniemożliwiły wykazanie rzeczywistych różnic termicznych pomiędzy tzw. Żuławami "suchymi" i "wilgotnymi". Analiza rozkładów średnich temperatur powietrza w półroczu ciepłym i chłodnym wskazuje na znaczne różnice pomiędzy tymi dwoma częściami terenu. Na obszarze Żuław "suchych" obserwuje się w półroczu ciepłym stosunkowo wysokie temperatury powietrza w ciągu całej doby, które w porównaniu z Żuławami "wilgotnymi" osiągają wartości wyższe - w średnich dziennych o 1.4°C , a w średnich nocnych o 1.2°C . W okresie zimy sytuacja jest odwrotna. Bez względu na porę doby, chłodniejsze są Żuławy "suche", z tym że różnice temperatur są wówczas mniejsze niż w cieplej porze roku. Promieniowanie bezpośrednie względne, na całym prawie obszarze żuławskiej części miasta, przyjmuje wartości zblizzone do 100%. Pod względem wielkości opadu pyłu, obszar ten należy do najbardziej uprzywilejowanych.

Literatura

- Korzeniowski J., 1983, Z problematyki badań nad warunkami klimatycznymi nowych dzielnic Gdańska na przykładzie Przymorza, Zeszyty Naukowe Wyd. BiNoZ UG, Geografia, 11.
- Lewińska J., 1982, Wpływ miasta na klimat lokalny, IKŚ, Warszawa.

- Oke T.R., 1978, Boundary layer climates, London.
- Trapp J., Korzeniewski J., 1980, Wpływ rzeźby terenu na przestrzenny rozkład kierunku i prędkości wiatru w Gdyni, Zeszyty Naukowe Wydz. BiNoZ, UG, Geografia, 10.
- Trapp J., Korzeniewski J., 1981, Oddziaływanie zabudowy na stosunki wietrzne Gdyni, Zeszyty Naukowe Wydz. BiNoZ UG, Geografia, 12.
- Wyszkowski A., 1984, Oddziaływanie miasta na stosunki termiczne i wietrzne na przykładzie Elbląga, Przewodnik Ogólnopolskiego Zjazdu PTG, Lublin.
- Wyszkowski A., 1985, Wpływ zróżnicowania środowiska geograficznego na kształtowanie warunków termicznych Elbląga, Zeszyty Naukowe Wydz. BiNoZ, UG, Geografia, 13.
- Wyszkowski A., (w druku), Sezonowa i dobową zmienność rozkładów przestrzennych wilgotności względnej powietrza w Elblągu.

OCTAVIA BOGDAN, ELENA MICHAÏ, GHEORGHE NEAMU

Institut de Géographie
Université de Bucarest
Bucarest

L'INFLUENCE ANTHROPIQUE SUR LES TOPOCLIMATS

Les nombreuses mutations qui ont lieu dans la géographie contemporaine de la Roumanie constituent une expression de l'impact de l'homme avec la nature, pour la connaissance plus poussée des lois qui la gouvernent et leur utilisation consciente au bénéfice du développement de la société. Ceci a déterminé le développement de plusieurs directions de recherche et d'étude de l'environnement sous ses diverses hypostases, telles que la géomorphologie dynamique pour l'étude des processus de modelage, l'hydrogéographie pour l'étude des ressources d'eau, la topoclimatologie pour l'étude du potentiel climatique local etc., directions qui se sont affirmées tout particulièrement au cours des deux dernières décennies.

Le développement de la théorie concernant le topoclimat a mis en évidence le rôle prépondérant de la structure de la surface active sur la genèse des topoclimats (des climats locaux), constituant l'objet de nombreuses études et communications antérieures du collectif de topoclimatologie de notre institut. En même temps, l'impact de l'homme avec la nature a déterminé l'apparition des nombreuses modifications survenues dans la structure de la surface active, du paysage géographique local, ce qui nous a déterminés à le considérer, lui aussi, comme un facteur générateur de topoclimats.

L'influence anthropique sur les conditions locales d'environnement, en tant que facteur générateur de topoclimats, doit être conçue dans le sens des modifications qu'elle apporte aux conditions antérieures de climat ("primaires"), par lesquelles se produit le remplacement de l'ancienne qualité de l'environnement par une qualité nouvelle, réalisée par l'homme, dans laquelle tous les éléments constitutifs de ce nouvel environnement expérimentent une qualité nouvelle, maintes fois, spécialement créés (tels les topoclimats deter-

minées par les cultures agricoles, les boisements, les irrigations, les dessiccations, les solariums, les établissements humains, etc.) afin d'assurer des conditions favorables, nécessaires au développement de la société humaine.

Sont à signaler, dans ce sens, quelques topoclimats anthropiques apparus comme un effet de l'influence humaine dans le périmètre du village de Pătirlagele (dans les Subcarpates du Buzău), où l'on a entrepris des recherches topoclimatiques saisonnières en 1984 et 1985.

Afin de pouvoir mettre en évidence les nouvelles particularités qui apparaissent dans le paysage géographique local modifié par l'homme, respectivement la nouvelle qualité du topoclimat anthropique, tant sous l'aspect quantitatif que sous celui qualitatif, on a effectué des recherches comparatives et simultanées dans des conditions aménagées sur la terrasse inférieure du Buzău (fig. 1), ainsi que dans des conditions naturelles et aménagées dans la plaine alluviale du Buzău (fig. 2).

1. La terrasse inférieure du Buzău, au sud-ouest de Pănătău

Les trois points caractéristiques où l'on a effectué des observations simultanées (20.VII.1985), par beau temps, ont été choisis dans des conditions influencées anthropiquement, à savoir: a) culture de tomates et de concombres sur échelas, dans la phase de cueillette en conditions de solarium (fig. 1a); b) culture de tomates, d'une hauteur d'environ 70 cm, dans la phase où elles nouent et mûrissent en champ ouvert, à une distance d'environ 25 m au sud du solarium (fig. 1b) et c) culture de maïs dans la phase de floraison, d'une hauteur de 1.5-2 m et une densité d'environ 10 tiges/m², à une distance d'environ 150 m au sud du solarium (fig. 1c), tous les trois points étant situés sur la même terrasse à sol alluvial sablonneux, sec (humecté seulement dans le solarium).

L'analyse des données d'observations met en évidence quelques différenciations topoclimatiques spécifiques, résultant de l'intervention humaine.

a. Dans des conditions de solarium on observe continuellement une inversion de température englobant, durant la première partie du jour, jusqu'au moment où le soleil atteint le méridien de l'endroit tout l'espace du solarium, à partir de 0 cm (environ 27°C) jusqu'à la limite supérieure (environ 33°C). Après cette heure, la couche d'inversion est plus marquée entre 20 et 75 cm (32-33°C par rapport à 34°C au sol et 35°C à la limite supérieure de ce dernier, là où la feuille de polyéthylène forme la deuxième surface active). Dans les premières phases de développement de ces cultures en solarium l'évapo-

transpiration est plus grande (à cause des arrosages et de l'espace fermé); à mesure que l'air devient suprasaturé dans la même pièce l'évapotranspiration domine et l'évaporation devient faible (0,5-0,8 mm en 3 heures et 30 min) (fig. 1a).

b. Dans le cas de la culture de tomates en champ ouvert on remarque la stratification directe de température caractéristique de la convection thermique, avec des températures au-dessus de 50° sur le sol et de 32°C à 150 cm et le plus grands gradients thermiques verticaux dans l'espace de 0-50 cm (T° entre ces deux niveaux a été de 15°C). Compte tenu des conditions de champ ouvert avec des souffles légers de vent, l'évaporation à des valeurs plus grandes que dans le solarium à tous les deux niveaux, notamment à 100 cm, où le souffle du vent est un peu plus fort (2.1 mm à 20 cm et respectivement 2.4 mm à 100 cm en 3 heures et 15 minutes) (fig. 1b).

c. Dans le cas de la culture de maïs, où la densité des plantes, le degré d'ombrage et l'humidité de l'air sont plus accentués qu'en champ ouvert, on distingue un horizon d'air plus chaud (32-33°C) entre 20 et 100 cm, correspondant aux tiges, situé entre deux autres plus froids (31-32°C): un horizon inférieur entre 0 et 20 cm (à inversion de température déterminée par le degré d'ombrage) et un autre à une hauteur supérieure à 100 cm (à cause de l'augmentation de la ventilation de l'air) où les gradients thermiques verticaux reviennent à leur tracé normal (fig. 1c et 1d).

2. La Plaine alluviale du Buzău, au nord de Pătîrlăgele

Les observations ont été effectuées en été (le 10.VIII.1984 et le 21.VII.1985) et automne (le 5.X.1984) en conditions de temps semiserein, dans la plaine alluviale du Buzău, à une distance d'environ 500 m au nord de la localité Pătîrlăgele, dans deux situations caractéristiques: plaine alluviale non aménagée (conditions naturelles d'environnement) et enceinte endiguée (influence anthropique), à une distance d'environ 50 m en amont. Parallèlement avec les recherches de l'enceinte endiguée ont été effectuées des observations, aussi sur les digues latérales, sur les cotés gauche (à orientation ouest) et droit (à orientation est) de l'enceinte.

a. Dans le cas des conditions naturelles de plaine alluviale, avec plage sèche, bien ensoleillée et à vent de la direction sud, canalisé sur le couloir de la vallée du Buzău (1-4 m/s à 2 m d'alt.), on observe la stratification directe de température avec des valeurs supérieures à 51°C à 0 cm (le sable étant sec il s'échauffe plus rapidement), qui diminuent graduellement, con-

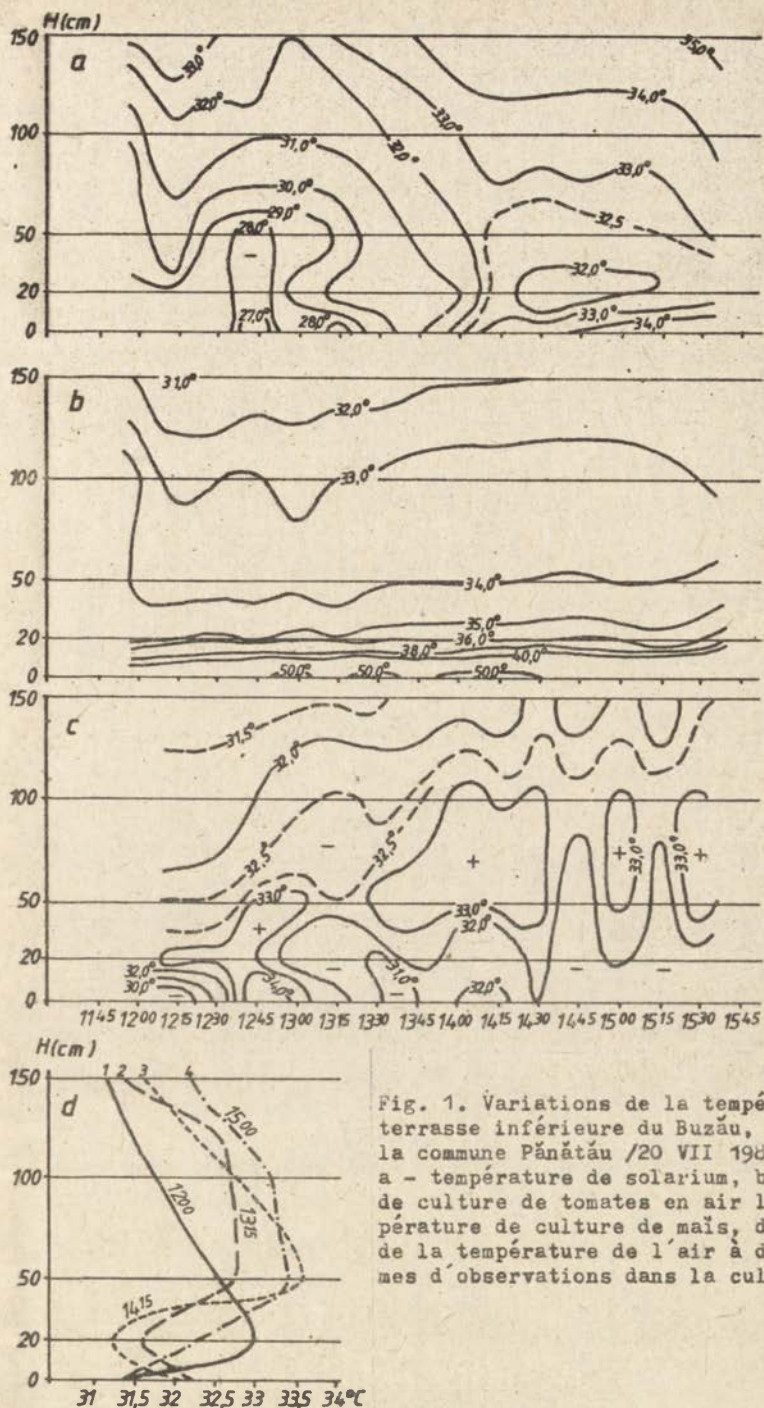


Fig. 1. Variations de la température à la terrasse inférieure du Buzău, au sud-ouest de la commune Pănătău /20 VII 1985/
 a - température de solarium, b - température de culture de tomates en air libre, c - température de culture de maïs, d - tautochrones de la température de l'air à différents termes d'observations dans la culture du maïs

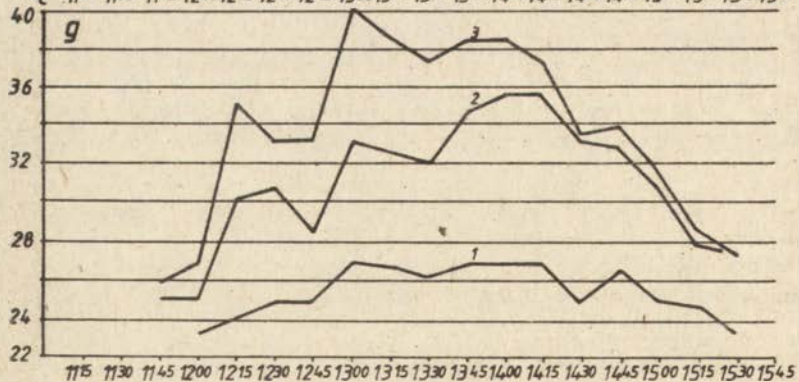
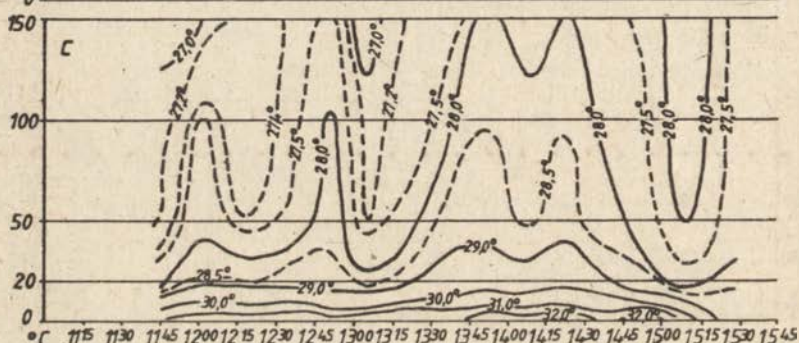
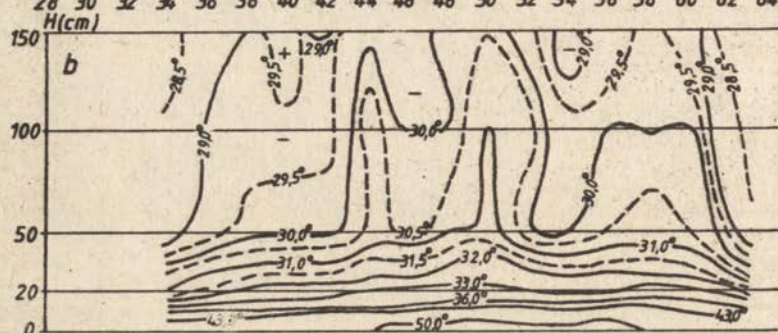
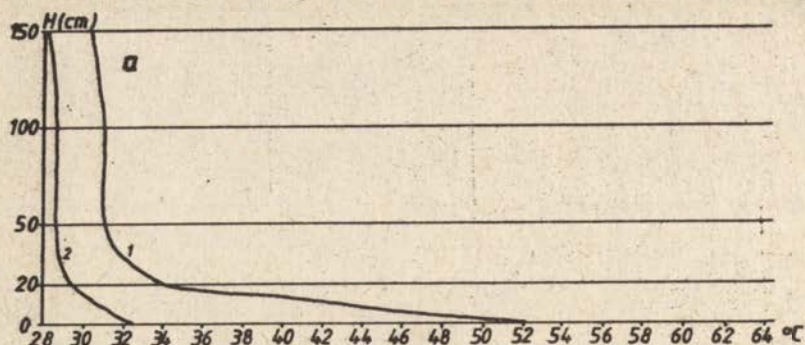
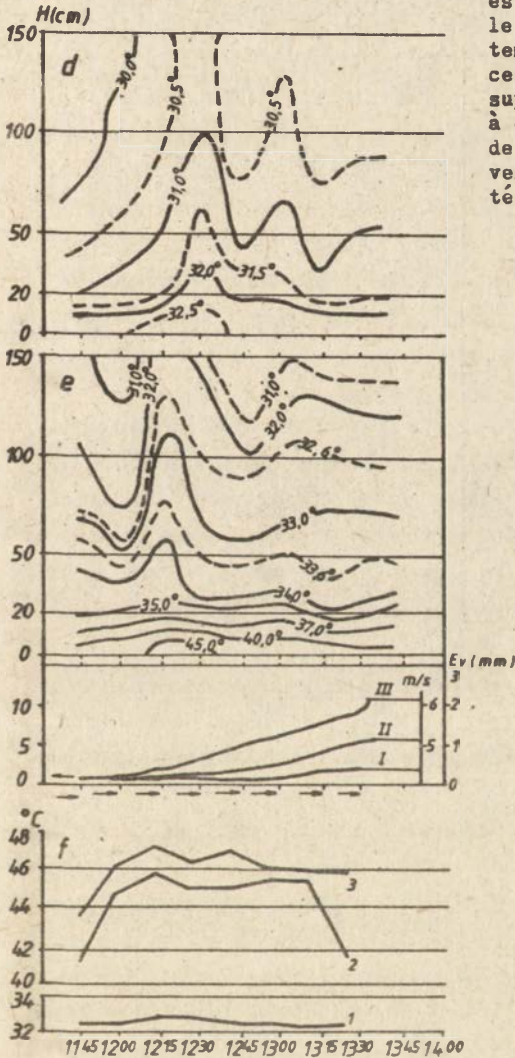


Fig. 2. Variations de la température à la plaine alluviale du Buzău en amont de Pătirlagele

le 10 VIII 1984: a - tautochrones de la variation de la température de l'air à 13h 45 min.: 1 - dans la plaine alluviale non endiguée, sur la plage, 2 - dans l'enceinte endiguée, près du lac; b - température de plage non endiguée; c - température d'enceinte endiguée;
le 21 VII 1985: d - température d'enceinte endiguée; e - température de digue à exposition est; I - vitesse du vent, II - évaporation à 20cm, III - évaporation à 100 cm; f - variation de la température à 0 cm:
1 - dans l'enceinte endiguée, 2 - sur la surface supérieure, horizontale de la digue à exposition est sur le côté droit de l'enceinte, 3 - à la moitié du versant à exposition est de l'intérieur de l'enceinte;
le 5 X 1984: g - variation de la température à 0 cm: 1 - dans l'enceinte endiguée, 2 - sur la surface supérieure, horizontale de la digue à exposition ouest du côté gauche de l'enceinte, 3 - à la moitié du versant à exposition ouest de l'intérieur de l'enceinte



jointement avec la hauteur, jusqu'à 29-30°C à 150 cm (fig. 2b). Les valeurs les plus grandes, 30-50°C sont enregistrées tout particulièrement dans l'horizon de 0-50 cm où se créent ainsi des conditions favorables à la plage. La température plus élevée de cet horizon détermine aussi une évaporation plus intense (4.4 mm à 20 cm comparativement à 3.2 mm à 100 cm, en environ 4 heures d'observations).

h. Dans l'enceinte endiguée, dans les mêmes conditions de temps, malgré le même processus caractéristique de stratification directe de température qui se maintient dans tout l'espace microclimatique créé par la convection thermique (fig. 2c et 2d comparativement à la fig. 2b), on remarque toutefois des différenciations quantitatives: 32°C au sol (environ 20°C au dessous de la température de la plaine alluviale non endiguée - fig. 2a), à cause du sable plus humide; les valeurs les plus élevées (30-32°C) ne sont enregistrées que dans l'horizon inférieur d'air de 0-20 cm (fig. 2c); l'humidité de l'air de l'espace topoclimatique endigué est plus grande à cause de l'abri créé par la digue (contre la brise du sud, qui réduit la vitesse du vent presque de moitié dans sa partie centrale et totalement dans la portion sud). Par voie de conséquence, les processus d'évaporation sont, eux aussi, plus réduits que dans la plaine alluviale non endiguée et la distribution des valeurs est inverse: 2.4 mm à 100 cm, où le vent est plus fortement ressenti et seulement 1.6 mm à 20 cm, où l'abri est plus grand (ca 4 heures d'observations).

Par comparaison à l'enceinte endiguée, les digues, formées de matériel alluvionnaire de plaine alluviale, de sables et de graviers, entretiennent un topoclimat plus arride exprimé par la végétation de sécheresse de ses versants (semblable en quelque sorte au topoclimat de plaine alluviale non endiguée). Ainsi, leur surface horizontale, supérieure, est caractérisée par la stratification directe de température qui met en évidence des valeurs supérieures à 45°C à 0 cm, et d'environ 32°C dans l'air à 150 cm, au-dessus d'elles (fig. 2e), où on enregistre une valeur égale à celle observée à 0 cm à l'intérieur de l'enceinte endiguée.

Des différenciations importantes apparaissent aussi entre les deux faces latérales de la digue (où la température est toujours plus grande), envisagées comparativement à la surface horizontale de l'enceinte et à la surface supérieure de la digue. Ces différenciations sont générées par l'exposition des digues face au soleil, tout comme dans le cas des versants. Pendant les premières heures de la matinée c'est le côté intérieur de la digue à exposition ouest qui s'échauffe le mieux, et l'après-midi celui intérieur de la digue

à exposition ouest. Au moment où le soleil passe au méridien de l'endroit, la température est uniformément répartie sur les deux côtés intérieurs de la digue (à pente égale), les rayons solaires tombant sous le même angle d'enceinte.

Il est important de noter que les côtés latéraux intérieurs sont plus chauds d'environ 2-3°C comparativement à la surface horizontale supérieure de la digue, et de 3-6°C comparativement à la surface du sol de l'enceinte endiguée, tant en été (fig. 2f) qu'en automne (fig. 2g).

La digue est caractérisée également par l'agitation plus grande de l'air sur les côtés extérieurs et au-dessus de la digue (où le vent est ressenti presque en permanence) que dans le cadre de l'enceinte et sur les côtés intérieurs des digues de l'enceinte, à cause de l'abri. Par conséquent, sur la digue, l'évaporation est plus grande au niveau de 100 cm (2-3 mm) qu'à celui de 20 cm (1-2 mm en environ 1 heure et demie d'observations) en raison de la diminution de la vitesse du vent à mesure du rapprochement de la surface active.

Les données exposées ci-dessus mettent en évidence les modifications provoquées dans le régime climatique local par l'influence humaine sur l'environnement, capable de déterminer une nouvelle qualité de ce dernier aussi du point de vue topoclimatique. Ainsi, par exemple, les cultures agricoles pratiquées dans la région, bien que dépendant des conditions climatiques générales, créent leur propre topoclimat nécessaire à leur croissance et à leur développement et qui deviennent des topoclimats anthropiques de cultures ou agrotopoclimats; les solariums, en tant qu'espaces fermés, lumineux et irrigués, assurent des conditions optima (topoclimat de solarium) au développement précoce des primeurs; les enceintes endiguées, en retenant l'eau, contribuent par leur topoclimat au maintien d'un degré plus grand d'humidité et à des valeurs relativement homogènes des paramètres climatiques dans tout l'espace limité par les digues; ces dernières, construites avec du gravier et du sable, ont un topoclimat caractérisé par le degré le plus élevé de sécheresse sur les côtés intérieurs, où l'on observe également un régime thermique diurne en contretemps, limitant les effets de l'eau et du vent.

La connaissance des nouvelles caractéristiques topoclimatiques qui apparaissent dans l'environnement consécutivement aux activités humaines diverses et complexes rend possible leur utilisation de plus en plus intense et sélective dans divers buts pratiques.

Bibliographie

- Bogdan O., 1986, Cercetări experimentale pentru individualizarea si cartarea topoclimatelor, SCGGG - Geogr., 33.
- Bogdan O., 1987, Conception et points de vue roumain concernant le développement de la topoclimatologie (approche rétrospective), in Topoclimatologie de la Roumanie, bibliographie sélective annoté, p. 21-37, Inst. geogr., I.M.H., Bucuresti.
- Bogdan O., Mihai E., Neamu Gh., 1987, Les topoclimats anthropiques - une nouvelle qualité de l'environnement, RRGGG - Géogr., 31.
- Grzybowski J., 1986, L'influence des propriétés physiques de la surface active sur la répartition des topoclimats, International Symposium on Topoclimatology and its applications, Liège, Univ. de Liège, Lab. geogr. phys., Presses Univ.
- Kozłowska-Szczęsna T., 1984, Les conditions bioclimatiques en tant que base d'évaluation du milieu géographique des stations de cure polonaises, Geogr. Pol., 49.
- Paszyński J., 1964, Modification par l'activité humaine du bilan à la surface limite, International Symposium on Topoclimatology and its applications, Liège, Univ. de Liège, Lab. geogr. phys., Presses Univ.
- Rohmeder G., 1955, Topoclimas y sua relacione con relive, vegetacien y cultives en el valle de Tafi, Boletin de Estudios Geograficos, II, 9.

MARIA STOPA-BORYCZKA, JERZY BORYCZKA

Zakład Klimatologii
Wydział Geografii i Studiów Regionalnych
Uniwersytet Warszawski
Warszawa

DEFORMACJA POLA TEMPERATURY POWIETRZA W WARSZAWIE
POD WPLYWEM CZYNNIKÓW ANTROPOGENICZNYCH

Celem pracy jest określenie zmian pola temperatury powietrza, wywołanych oddziaływaniem miasta (głównie zabudowy, pyłów, CO_2) na stan atmosfery.

Zmierzone wartości temperatury powietrza w mieście (T) są sumą składników naturalnego (T_0) i antropogennego (ΔT):

$$T = T_0 + \Delta T \quad (1)$$

Miarą oddziaływania miasta na stan atmosfery może być różnica ΔT między miastem i jego otoczeniem (T_0).

Składnik antropogenny ΔT np. w Warszawie można oszacować także, aproksymując pole temperatury powietrza w Polsce

$$T_i = F(\varphi_i, \lambda_i, H_i) + \varepsilon_i \quad (2)$$

wielomianem czwartego stopnia względem współrzędnych położenia geograficznego - szerokości (φ) i długości (λ) geograficznej oraz wysokości nad poziomem morza (H). W tym przypadku miarą oddziaływania miasta na klimat lokalny są różnice ΔT (reszty ε_i) między wartościami zmierzonymi T_i w Warszawie i obliczonymi $F(\varphi_i, \lambda_i, H_i)$.

Istnieje też możliwość określenia składnika antropogennego ΔT na podstawie zmierzonych wartości temperatury T_1, \dots, T_n w jednym miejscu w mieście w dostatecznie długim przedziale czasu. Można go wyznaczyć przyjmując liniową zależność od czasu t :

$$\Delta T = a_0 + at \quad (3)$$

Składnik antropogeny cechuje się stałą tendencją zmian a wynikającą z systematycznego wzrostu zawartości pyłów i CO_2 w atmosferze i rozbudowy miasta w ostatnim stuleciu.

Natomiast składnik naturalny ulega okresowym zmianom, które można opisać sinusoidą

$$T_0 = b_0 + b \sin\left(\frac{2\pi}{\theta} t + c\right) \quad (4)$$

o okresie θ , amplitudzie b i przesunięciu fazowym c .

Są one synchroniczne z cyklami aktywności Słońca (Boryczka, Stopa-Boryczka 1984).

1. Zmiany dobowe miejskiej wyspy ciepła

Dobowe zmiany oddziaływania miasta na pole temperatury w Warszawie określono na podstawie wyników pomiarów prowadzonych w 1969 r. przez Zakład Klimatologii Uniwersytetu Warszawskiego. Miasto reprezentowane jest przez stację śródmiejską "Uniwersytet", a jego otoczeniem jest stacja peryferyjna "Grabów" - od strony południowej.

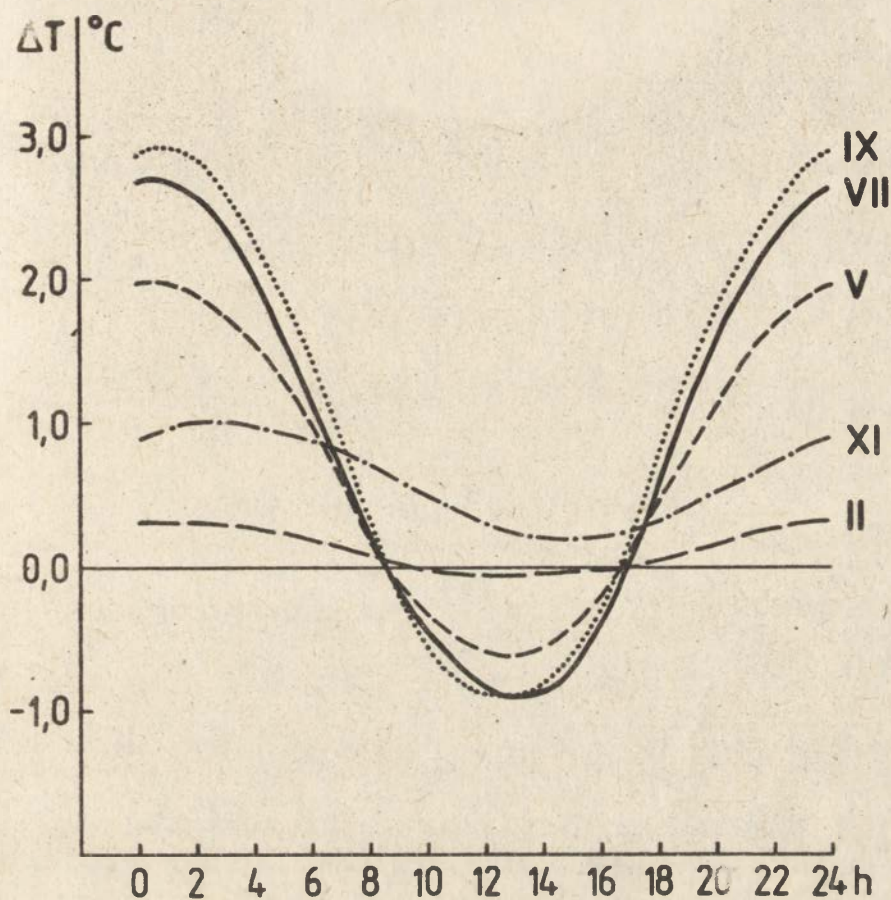
Dobową amplitudę różnic temperatury powietrza ΔT między centrum miasta i jego peryferiami w poszczególnych miesiącach charakteryzują równania sinusoid regresji o częstotliwości $2\pi/24$ (tab. 1) i ich wykresy (ryc. 1).

Ekstrema tych sinusoid: maksimum $(\Delta T)_{\max}$ i minimum $(\Delta T)_{\min}$ oraz terminy ich występowania t_{\max} , t_{\min} są następujące:

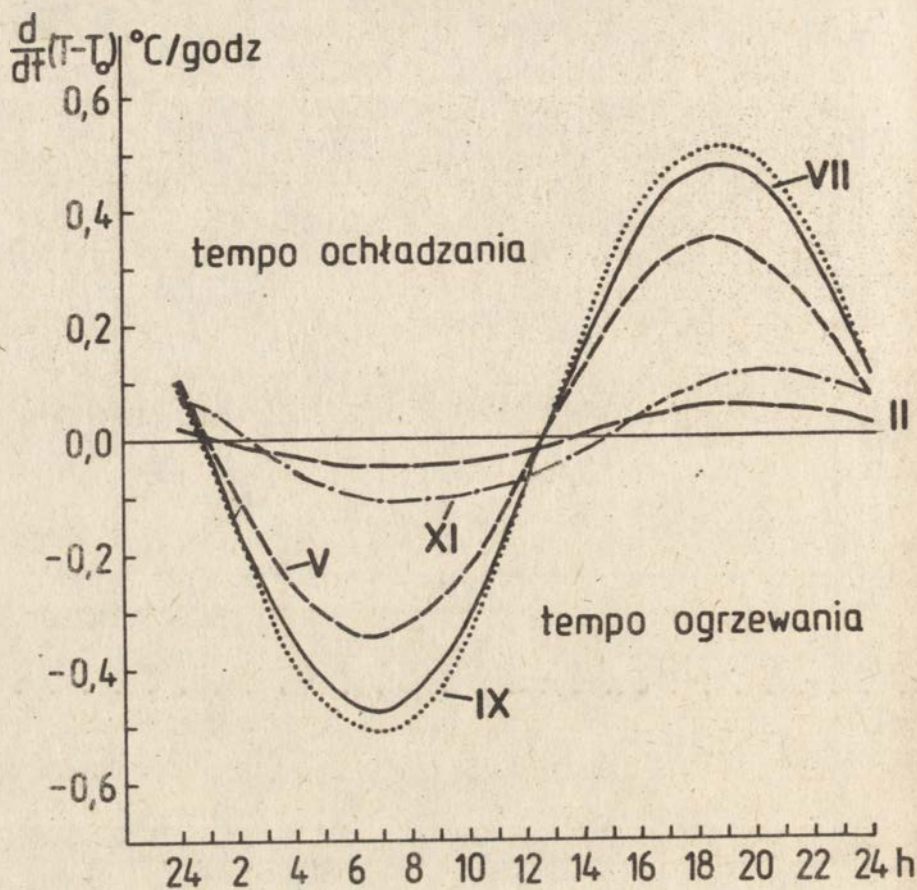
	$(\Delta T)_{\max}$	t_{\max}	$(\Delta T)_{\min}$	t_{\min}
II	0,32	1 ^h 30 ^m	-0,07	13 ^h 30 ^m
V	1,97	0 ^h 40 ^m	-0,64	12 ^h 40 ^m
VII	2,68	0 ^h 50 ^m	-0,97	12 ^h 50 ^m
IX	2,98	0 ^h 40 ^m	-0,95	12 ^h 40 ^m
XI	1,02	2 ^h 40 ^m	0,20	14 ^h 40 ^m

Minima różnic temperatury ΔT występują w godzinach popołudniowych - podczas wzmożonej prękości wiatru, intensywnej konwekcji i turbulencji. Natomiast maksima różnic ΔT - w nocy, przy stałej równowadze powietrza.

Na przykład w lipcu (wrześniu), powietrze w centrum miasta jest w dzień (13^h) chłodniejsze od otoczenia o 1°C, a w nocy (1^h) cieplejsze prawie o 3°C.



Ryc. 1. Zmiany dobowe różnicy temperatury powietrza $T - T_0$ między centrum Warszawy (T) i peryferiami (T_0) w miesiącach: luty (II), maj (V), lipiec (VII), wrzesień (IX), listopad (XI) - wykresy sinusoid o częstotliwości $\omega = 2\pi / 24$



Ryc. 2. Tendencja dobową różnicy temperatury powietrza między centrum Warszawy i peryferiami ($\frac{dT}{dt} - \frac{dT_0}{dt}$), w $^{\circ}\text{C}/\text{godz}$. - wykresy cosinusoid o amplitudzie Q_b

Znamienna jest zmiana znaku różnicy temperatury $T-T_0$, z ujemnego ($T < T_0$) w dzień na dodatni ($T > T_0$) w nocy. Zabudowa miejska, akumulując ciepło oddziałuje w dzień ochładzająco na atmosferę, a wypromieniowując je w nocy - ocieplająco.

Terminy powstawania i zanikania miejskiej wyspy ciepła, to punkty przecięcia sinusoid dobowych z prostą $\Delta T = 0$. Miejska wyspa ciepła występuje w czasie

luty	17 ^h 20 ^m	-	9 ^h 50 ^m
maj	16 ^h 40 ^m	-	8 ^h 40 ^m
lipiec	17 ^h 00 ^m	-	8 ^h 30 ^m
wrzesień	16 ^h 50 ^m	-	16 ^h 50 ^m
listopad	0 ^h 00 ^m	-	24 ^h 00 ^m

Tendencję dobową różnicy temperatury $T-T_0$ między mastem i jego peryferiami, wyrażoną w °C/godz opisują cosinusoidy

$$\frac{dT}{dt} (T-T_0) = \Omega b \cos(\Omega t + c) \quad (5)$$

o amplitudzie b (tab. 2) i ich wykresy (ryc. 2).

Miasto ogrzewa się (w dzień) i ochładza (w nocy) zawsze wolniej niż jego otoczenie - $\left| \frac{dT}{dt} \right| \leq \left| \frac{dT_0}{dt} \right|$. Szybkość zmian temperatury powietrza w mieście jest taka sama jak na peryferiach ($\frac{dT}{dt} = \frac{dT_0}{dt}$) podczas minimum i maksimum dobowego różnicy $T-T_0$ - mniej więcej o północy i w południe. Tendencja różnicy temperatury $\frac{dT}{dt} (T-T_0)$ w pierwszej połowie doby 0^h-12^h jest ujemna ($\frac{dT}{dt} < \frac{dT_0}{dt}$), a w drugiej połowie 13^h-24^h - dodatnia ($\frac{dT}{dt} > \frac{dT_0}{dt}$). Jest to oczywiste, gdyż pochodne $\frac{dT}{dt}$, $\frac{dT_0}{dt}$ zmieniają znak dwukrotnie w ciągu doby - podczas ekstremów dobowych temperatury powietrza.

Skrajne wartości cosinusoid (5): maksimum (max) i minimum (min) oraz terminy, kiedy miasto ogrzewa się (względem otoczenia) najintensywniej są następujące:

	max	czas	min	czas
II	0,05	19 ^h 30 ^m	-0,05	7 ^h 30 ^m
V	0,34	18 ^h 40 ^m	-0,34	6 ^h 40 ^m
VII	0,48	18 ^h 50 ^m	-0,48	6 ^h 50 ^m
IX	0,51	18 ^h 40 ^m	-0,51	6 ^h 40 ^m
XI	0,11	20 ^h 40 ^m	-0,11	8 ^h 40 ^m

Na przykład w lipcu (wrześniu), tempo ogrzewania się miasta względem peryferii jest największe - 0,5°C/godz - o godzinie 19.

2. Zmiany roczne miejskiej wyspy ciepła

Roczne zmiany wpływu miasta na pole temperatury zbadano na podstawie danych z lat 1951-1965 ze stacji śródmiejskiej "Uniwersytet" - reprezentującej nadal zabudowę zwartą w centrum miasta i peryferyjnej "Okęcie" - traktowanej jako otoczenie T_0 .

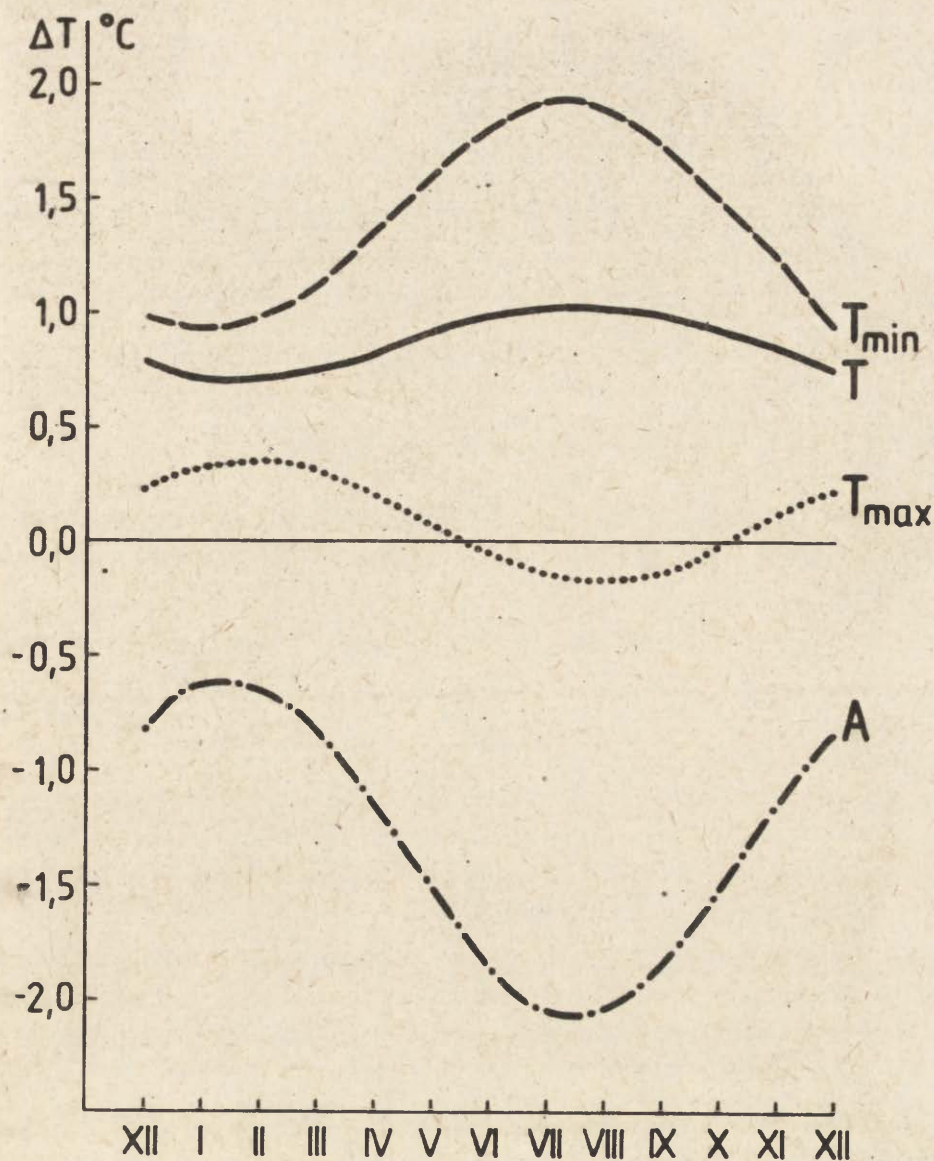
Amplitudy roczne różnic temperatury powietrza: średniej (ΔT), maksymalnej (ΔT_{\max}), minimalnej (ΔT_{\min}) i dobowej amplitudy (ΔA) między miastem i jego otoczeniem charakteryzują równania sinusoid regresji o częstości $\omega = 2\pi/365,25$ (tab. 2) i ich wykresy (ryc. 3).

Ich ekstrema: maksimum (ΔT)_{Max} i minimum (ΔT)_{Min} oraz daty ich występowania podano niżej:

	(ΔT) _{Max}	Data	(ΔT) _{Min}	Data
Temperatura średnia	1,02	04 VIII	0,72	04 II
Temperatura maksymalna	0,34	12 II	-0,16	11 VIII
Temperatura minimalna	1,93	25 VII	0,94	07 III
Dobowa amplituda	-0,61	30 I	-2,09	01 VIII

Miasto najbardziej deformuje pole temperatury powietrza w lecie - na przełomie lipca i sierpnia: $\Delta T = 1^\circ\text{C}$, $\Delta T_{\min} = 1,9^\circ\text{C}$. Różnica temperatury maksymalnej ΔT_{\max} zmienia znak w ciągu roku z dodatniego w miesiącach zimowo-wiosennych na ujemny w porze letnio-jesiennej. Największym wahaniom rocznym (1,5°C) ulega różnica dobowej amplitudy temperatury A (Stopa-Boryczka, 1988).

Tendencję roczną różnicy temperatury $T - T_0$ między miastem i jego peryferiami, wyrażoną w °C/dobę opisują cosinusoidy



Ryc. 3. Zmiany roczne różnic temperatury powietrza: średniej (ΔT), maksymalnej (ΔT_{\max}), minimalnej (ΔT_{\min}), dobowej amplitudy (ΔA) między centrum Warszawy i peryferiami - wykresy sinusoid o częstotliwości $\omega = 2\pi/365,25$

$$\frac{d}{dt}(T-T_0) = \omega b \cos(\omega t + c), \quad (6)$$

o amplitudzie ωb (tab. 2).

Ich ekstrema: maksimum (Max) i minimum (Min) - wyrażone w °C/miesiąc oraz daty największego ogrzewania i ochładzania się miasta względem peryferii są następujące:

	Max	Data	Min	Data
T	0,08	04 V	-0,08	04 XI
T _{max}	0,13	12 XI	-0,13	12 V
T _{min}	0,26	26 III	-0,26	24 IX
A	0,39	01 XI	-0,39	30 IV

Wzrost temperatury minimalnej powietrza w mieście względem peryferii jest największy 0,3°C/miesiąc w końcu marca, a jej spadek -0,3°C/miesiąc - pod koniec września.

Wnioskowanie o dobowych i rocznych zmianach miejskiej wyspy ciepła jest wiarygodne, bowiem amplitudy sinusoid o częstościach $\Omega = 2\pi/24$ i $\omega = 2\pi/365,25$ są istotne na poziomie ufności 95%. Obliczone wartości testu Fishera-Snedecora (tab. 1 i 2) są większe od wartości krytycznych 3,47 i 3,16.

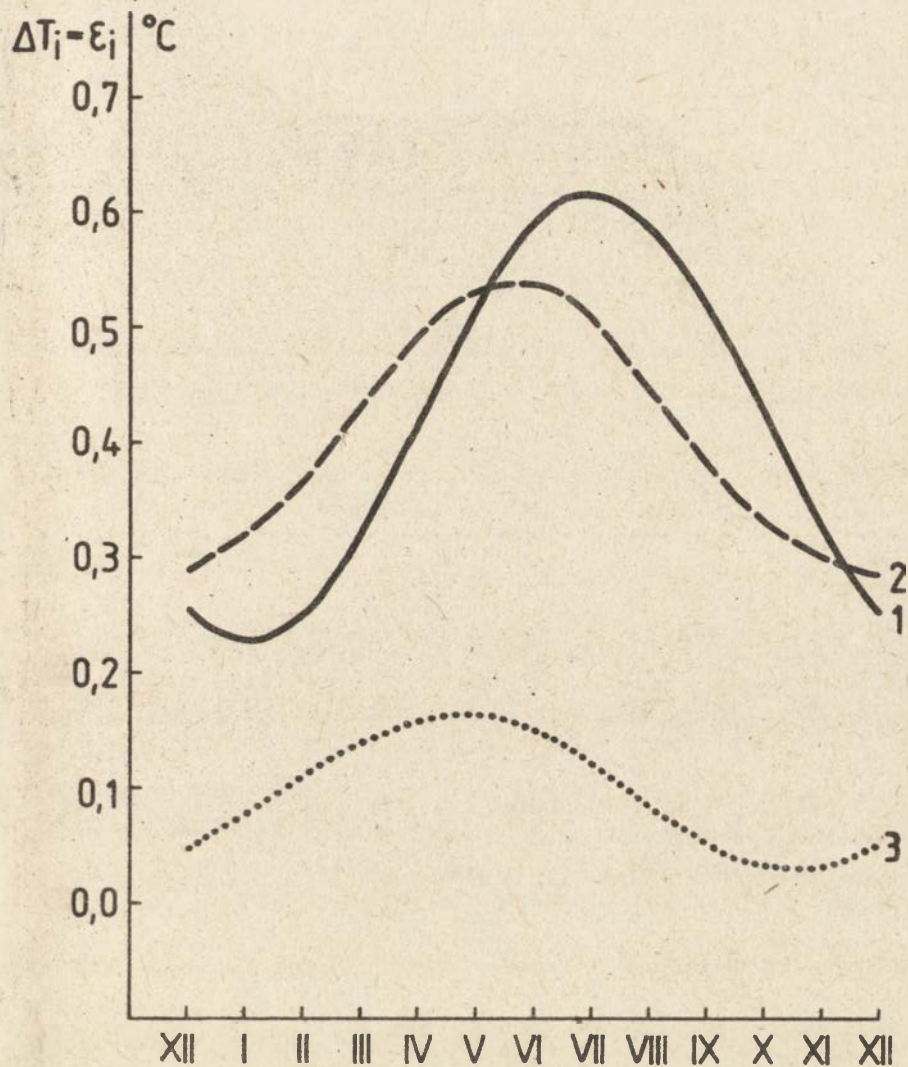
Istotnych informacji o lokalnej wyspie ciepła w Warszawie dostarczają różnice ε_i między zmierzonymi wartościami temperatury powietrza (T_i) na stacjach: Bielany (zabudowa luźna), Obserwatorium (zieleni parkowa), Okęcie i obliczonymi z wielomianu 4 stopnia względem φ, λ, H .

Na podstawie danych z 322 stacji meteorologicznych (1951-1960), pole temperatury powietrza w Polsce w kolejnych miesiącach I, ..., XII opisano wielomianami czwartego stopnia względem szerokości geograficznej (φ), długości (λ) i wysokości nad poziomem morza (H).

Zmiany roczne reszt ε_i określają równania sinusoid (tab. 3) i ich wykresy (ryc. 4).

Ekstrema tych sinusoid: maksimum $(\varepsilon_i)_{\max}$ i minimum $(\varepsilon_i)_{\min}$ i daty ich występowania są następujące:

	$(\varepsilon_i)_{\max}$	Data	$(\varepsilon_i)_{\min}$	Data
Bielany	0,62	17 VII	0,23	15 I
Obserwatorium	0,54	6 VIII	0,29	5 XII
Okęcie	0,17	5 V	0,03	5 XI



Ryc. 4. Zmiany roczne różnicy temperatury powietrza $\epsilon_i = T_i - F(\varphi_i, \lambda_i, H_i)$ między wartościami zmierzoną (T_i) i obliczoną z wielomianu 4-stopnia
1 - Bielany, 2 - Obserwatorium, 3 - Okęcie

Znamienne jest, że stacja peryferyjna Okęcie cechuje się różnicami ϵ_1 bliskimi zera 0,03–0,17°C. Różnice ϵ_1 nie ulegają także zmianom rocznym – nieistotną jest ich amplituda roczna $b = 0,067^\circ\text{C}$, gdyż $F = 1,15$ a $F_k = 3,16$. Implikuje to tezę, iż na peryferiach zanika oddziaływanie miasta na pole temperatury powietrza.

Inaczej jest w przypadku stacji miejskich, które cechują się znacznymi różnicami ϵ_1 : Bielany 0,2–0,6°C, Obserwatorium 0,3–0,5°C. Zmiany roczne różnic ϵ_1 temperatury ($F > F_k$) świadczą o istnieniu lokalnej wyspy ciepła w Warszawie na tle pola temperatury w Polsce.

3. Trend wiekowy miejskiej wyspy ciepła

Trend wiekowy temperatury powietrza w Warszawie $T(t)$ – jej składników naturalnego $t_0(t)$ i antropogennego $T(t)$ wyznaczono na podstawie wyników pomiarów z lat 1779–1980.

Istnieje możliwość oddzielenia składników antropogennego od naturalnego, przedstawiając trend temperatury powietrza równaniem

$$T(t) = a_0 + at + \sum_{j=1}^N b_j \sin(2\pi t/\theta_j + c_j) \quad (7)$$

gdzie θ_j są rzeczywistymi (naturalnymi) okresami temperatury.

Składnik antropogeny trendu temperatury (ΔT), to człon liniowy $\Delta T = at$. Współczynnik regresji cząstkowej a może wskazywać tendencję temperatury, spowodowaną wzrostem zawartości CO_2 w atmosferze ($a > 0$, efekt cieplarniany), pyłów ($a < 0$, absorpcja promieniowania), bądź też rozbudowę miasta ($a > 0$, akumulacja ciepła przez zabudowę). Może on także aproksymować odcinek sinusoidy o bardzo długim nieznanym okresie.

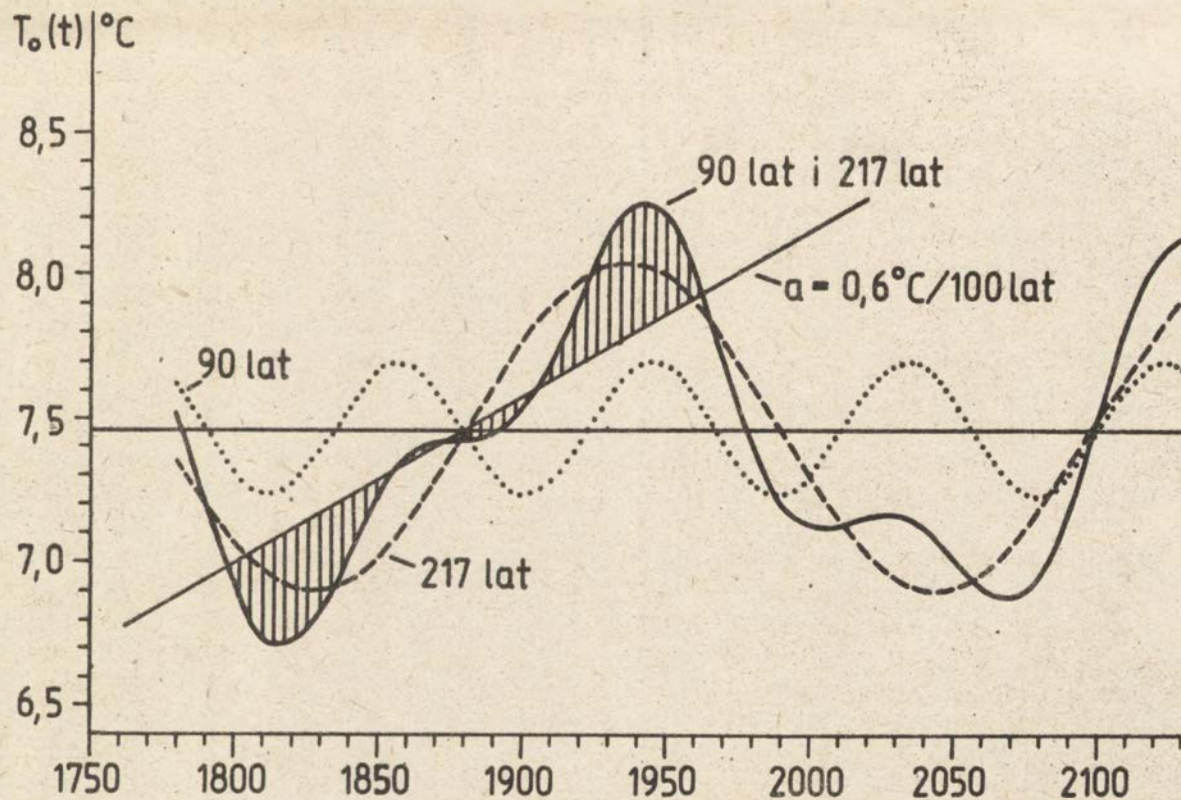
Trzeba podkreślić, że prosta regresji (współczynnik A) o równaniu

$$T(t) = A_0 + At \quad (8)$$

nie jest miarą antropogennych zmian temperatury, gdyż aproksymować może także odcinki sinusoid o znanych okresach naturalnych. Na przykład średnia roczna temperatura powietrza w Warszawie w ostatnich dwóch stuleciach (1779–1980):

$$T = 6,88 + 0,00578 t, \quad R = 0,352 \quad F = 28,2 \quad (9)$$

wzrasta o 0,6°C/100 lat. Może to sugerować dominujący wpływ CO_2 i zabudowy miasta na pole temperatury powietrza.



Ryc. 5. Prognoza składowika naturalnego temperatury powietrza w Warszawie w XXI w. - wypadkowa $T = T_1 + T_2$ długich cykli 89 lat (T_1) i 217 lat (T_2)

Stąd, ostatnio pojawiły się w literaturze (Budyko 1971) "katastroficzne" prognozy o stałym wzroście temperatury na Ziemi, prowadzącym do stopienia lodów Arktyki.

Okazało się jednak, że ta tendencja wzrostowa temperatury powietrza w Warszawie jest wypadkową dwóch długich cykli naturalnych 89 i 217 lat (ryc. 5).

$$\begin{array}{rcc}
 & R & F \\
 T_1 = 7,466 + 0,233 \sin(2\pi t/89 + 2,336) & 0,173 & 3,07 \\
 T_2 = 7,467 + 0,568 \sin(2\pi t/217 - 2,969) & 0,434 & 22,99
 \end{array} \quad (10)$$

Cykle te o znacznych amplitudach 0,46 i 1,14°C głównie kształtowały wahania temperatury w Warszawie w ostatnich stuleciach. Ekstrapolując ich wypadkową dokonano prognozy składnika naturalnego trendu $T_0 = T_1 + T_2$, aż po rok 2130. Krzywa naturalnego trendu temperatury powietrza w latach 1981-2130 znajduje się poniżej średniej wiekowej $\bar{T} = 7,46^\circ\text{C}$.

Istotne informacje o składniku antropogennym $\Delta T = at$ zawierają trendy (7) średnich miesięcznych wartości temperatury powietrza: I, ..., XII. Wyznaczono je składając naturalne cykle temperatury w Warszawie (tab. 4).

Składnik antropogenny at ulega sinusoidalnym rocznym zmianom:

$$\begin{array}{rcc}
 & R & F \\
 a = 0,083 + 0,226 \sin(2\pi t'/365,25 + 1,494) & 0,58 & 3,28
 \end{array} \quad (11)$$

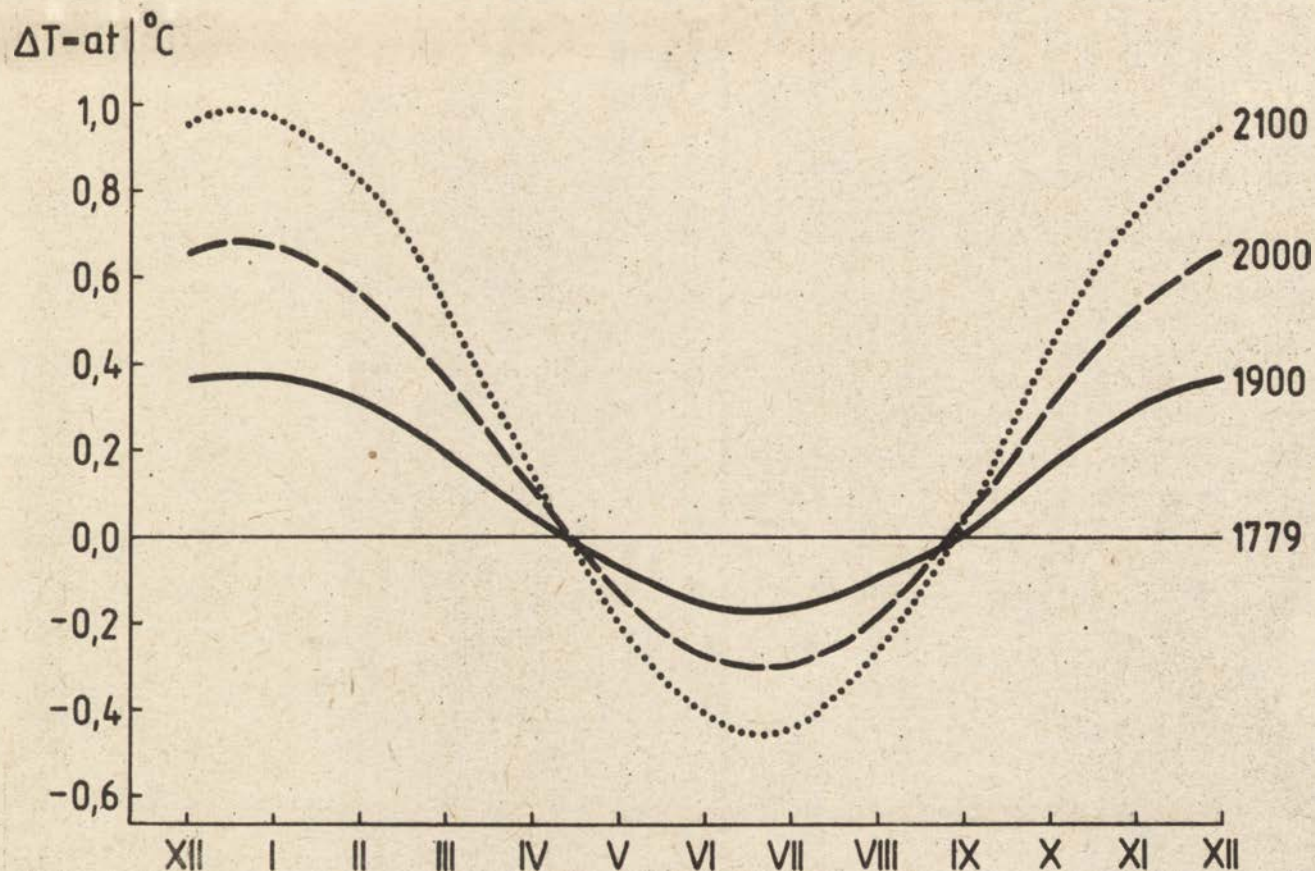
gdzie jednostkami czasu t' , t są doba i 100 lat.

Przyrost antropogenny at średniej rocznej temperatury powietrza jest mały - 0,083°C/wiek:

Rok	at °C
1779	0
1900	0,10
2000	0,18
2100	0,17

i można go zaniedbać w prognozach na najbliższe stulecia.

Zmiana znaku składnika liniowego at świadczy o przeciwnych oddziaływaniach miasła na stan atmosfery w zimie ($a > 0$, dominacja CO_2) i w lecie ($a < 0$, dominacja γ łów). Dlatego też wypadkowa roczna $\Delta T = 0,083^\circ\text{C}$ jest bliska zera.



Ryc. 6. Prognoza składowika antropogenicznego $T - T_0 = at$ temperatury powietrza w Warszawie w XXI w. o tendencji a $^{\circ}\text{C}/100$ lat

Znając tendencję wiekową a (wzór 11) opracowano prognozę (ryc. 6) antropogenicznych przyrostów temperatury powietrza $\Delta T = at$ na przyszłe stulecie, w odniesieniu do miasta w roku 1779:

Rok	Styczeń	Lipiec
1779	0	0
1900	0,37	-0,17
2000	0,68	-0,32
2100	0,99	-0,46

Przyrost temperatury ΔT pod koniec przyszłego stulecia wyniesie: styczeń - 1,0°C, lipiec -0,5°C.

W konkluzji można stwierdzić, że czynniki antropogeniczne znacznie złagodzą naturalny spadek temperatury powietrza w XXI wieku - w styczniu o 1°C.

Literatura

- Boryczka J., 1984, Model deterministyczno-stochastyczny wielookresowych zmian klimatu, Rozprawy Uniwersytetu Warszawskiego, 34, Warszawa.
- Boryczka J., Stopa-Boryczka M., 1984, The multiperiodical changes of air temperature in Warsaw, *Miscellanea Geographica*, Warszawa.
- Budyko M.I., 1971, *Klimat i zhizn*, Gidromietizdat, Leningrad.
- Stopa-Boryczka M., 1988, Air temperature field deformation under the influence of built-up area in Warsaw, *Miscellanea Geographica*, Warszawa.

Tabela 1

Równania sinusoid dobowych zmian różnicy temperatury powietrza $T - T_0$ między centrum Warszawy (T) i peryferiami (T_0), $\omega = 2\pi/24$

Miesiące	$\Delta T = a + b \sin(2\pi t/24 + c)$	R	F
II Luty	$\Delta T = 0,125 + 0,196 \sin(2\pi t + 1,444)$	0,738	12,5
V Maj	$\Delta T = 0,667 + 1,305 \sin(2\pi t + 1,385)$	0,911	51,3
VI Lipiec	$\Delta T = 0,858 + 1,862 \sin(2\pi t + 1,368)$	0,914	52,9
IX Wrzesień	$\Delta T = 1,017 + 1,963 \sin(2\pi t + 1,377)$	0,960	125,2
XI Listopad	$\Delta T = 0,608 + 0,413 \sin(2\pi t + 0,871)$	0,837	24,7

Tabela 2

Równania sinusoid rocznych różnic temperatury powietrza: średniej (ΔT), maksymalnej (ΔT_{\max}), minimalnej (ΔT_{\min}), dobowej amplitudy (ΔA) między centrum Warszawy i peryferiami, $\omega = 2\pi/365,25$

$\Delta T = a + b \sin(2\pi t/365,25 + c)$	R	F
$\Delta T = 0,967 + 0,149 \sin(\omega t - 2,157)$	0,64	19,7
$\Delta T_{\max} = 0,090 + 0,253 \sin(\omega t + 0,850)$	0,71	29,0
$\Delta T_{\min} = 1,436 + 0,495 \sin(\omega t - 1,992)$	0,82	58,5
$\Delta A = 1,346 + 0,740 \sin(\omega t + 1,050)$	0,76	39,0

Tabela 3

Równania sinusoid rocznych zmian różnicy $\varepsilon_i = T_i - F(\varphi_i, \lambda_i, H_i)$ temperatury powietrza między wartościami zmierzona T_i i obliczoną z wielomianu 4 stopnia względem φ, λ, H

Stacje	$\varepsilon_i = a + b \sin(2 t/365,25 + c)$	R	F
Bielany	$\varepsilon_i = 0,422 + 0,195 \sin(\omega t - 1,849)$	0,891	17,35
Obserwatorium	$\varepsilon_i = 0,417 + 0,127 \sin(\omega t - 1,134)$	0,784	7,18
Okęcie	$\varepsilon_i = 0,099 + 0,067 \sin(\omega t - 0,601)$	0,451	1,15

Tabela 4

Rzeczywiste cykle temperatury powietrza w Warszawie Θ_j , wyrażone w latach

I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
7	6	4	5	10	4	3	4	8	5	9	6
10	9	6	7	14	8	7	10	20	12	13	10
13	14	11	13	19	13	15	16	27	17	22	15
15	18	20	15	21	21	23	22	60	27	31	21
23	22	38	17	29	41	52	32	87	34	100	35
27	187	50	24	47	55	75	50	187	60	250	65
44		73	30	163	90	156	79		99		227
64		205	41				250		250		
205			94								
			232								

ANDRZEJ WYSZKOWSKI, JERZY TRAPP, JERZY KORZENIEWSKI

Katedra Hydrologii i Klimatologii
Uniwersytet Gdański
Gdańsk

ZRÓŻNICOWANIE PRZESTRZENNE WARUNKÓW KLIMATYCZNYCH AGLOMERACJI GDAŃSKIEJ ZE SZCZEGÓLNYM UWZGLĘDNIENIEM OBSZARÓW LEŚNYCH

Aglomeracja Gdańska, największy w Polsce zespół portowo-miejski, zajmuje ponad 350 km². W jej skład wchodzi 7 miast (Gdańsk, Sopot, Pruszcz Gdański, Rumia, Reda i Wejherowo) i liczy blisko 1 mln mieszkańców.

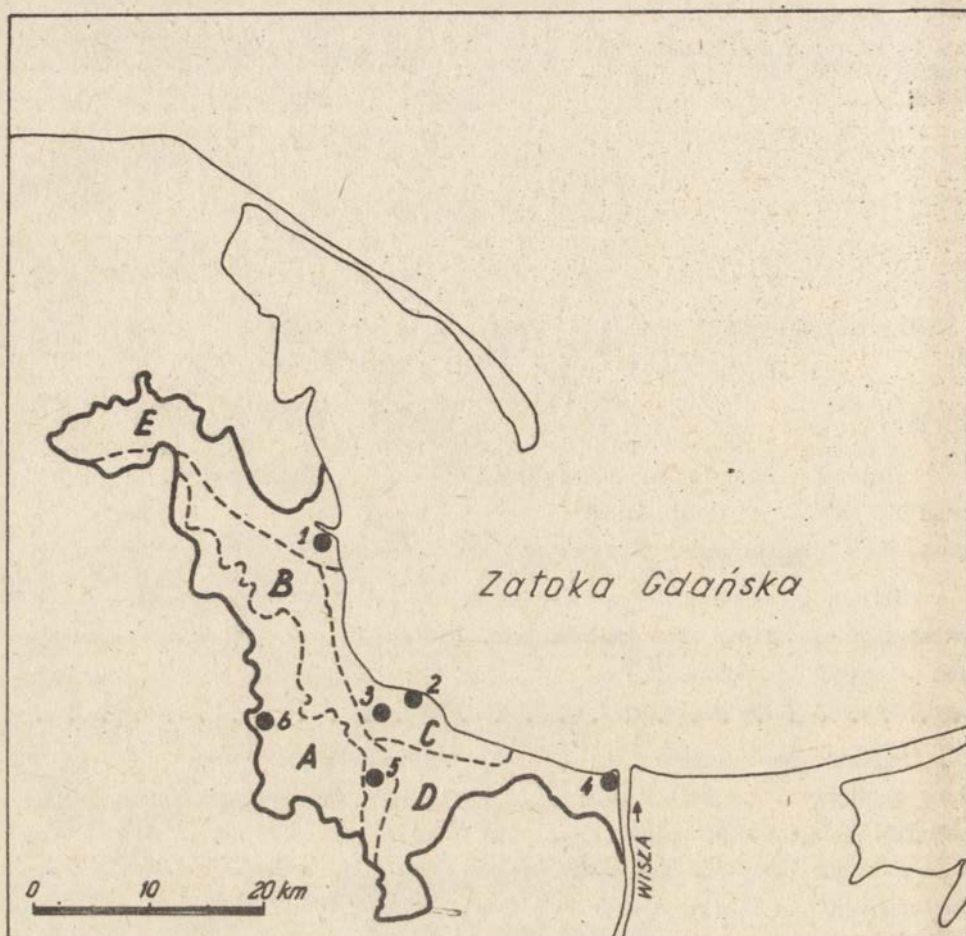
Położony w bezpośrednim sąsiedztwie Zatoki Gdańskiej zespół miejski charakteryzuje się silnie zróżnicowanym środowiskiem geograficznym. Leży on bowiem na styku 3 jednostek fizjograficznych: Pobrzeża Kaszubskiego, Pojezierza Kaszubskiego i Żuław Wiślanych.

Charakterystykę warunków klimatycznych Aglomeracji Gdańskiej przeprowadzono dwuetapowo: w I etapie na podstawie wieloletnich materiałów archiwalnych pochodzących z 6 stacji meteorologicznych funkcjonujących na obszarze opracowania w latach 1951-1980 oraz wykorzystując wyniki licznych, własnych pomiarów terenowych, w II etapie wykonano kartowanie topoklimatyczne w skali 1:25 000.

Zebrane materiały ze stacji meteorologicznych, zlokalizowanych na obszarze opracowania, umożliwiły dokonanie charakterystyki klimatu w odniesieniu do następujących mezoregionów (ryc. 1): a) Wysoczyzny Gdańskiej, b) Strefy Krańcowej Wysoczyzny Gdańskiej, c) platformy akumulacyjno-abrazyjnej, d) ujściowego odcinka Pradoliny Kaszubskiej, e) ujściowego odcinka Doliny Dolnej Wisły.

Wysoczyzna Gdańska

Charakterystykę klimatu lokalnego tego obszaru oparto na materiałach archiwalnych stacji Gdańsk - Rębiechowo. Oddalenie od brzegu morza oraz wysokość



STACJE METEOROLOGICZNE :

1. GDYNIA
2. NOWY PORT
3. GDAŃSK-WRZESZCZ
4. ŚWIBNO
5. GDAŃSK-SIEDLICE
6. GDAŃSK-RĘBIECHOWO

MEZOREGIONY :

- A. WYSOCZYŹNA GDAŃSKA
- B. STREFA KRAWĘDZIOWA WYSOCZYŹNY GDAŃSKIEJ
- C. PLATFORMA AKUMULACYJNO-ABRAZYJNA
- D. ŻULAWY
- E. PRADOLINA KASZUBSKA

Ryc. 1. Rozmieszczenie stacji meteorologicznych na tle mezoregionów Aglomeracji Gdańskiej

bezwzględna determinują specyfikę warunków termicznych strefy wierzchowinowej Wysoczyzny Gdańskiej. Jest to obszar o zdecydowanie niższej średniej rocznej temperaturze powietrza. Również temperatury minimalne, zarówno średnie jak i absolutne, są tu wyraźnie niższe od notowanych w pozostałych częściach Aglomeracji. W konsekwencji omawiany obszar charakteryzuje się podwyższoną liczbą dni mroźnych i bardzo mroźnych. W półroczu ciepłym średnie miesięczne temperatury dobowe oraz maksymalne temperatury powietrza są zbliżone, a nawet nieco wyższe od występujących w pozostałych fragmentach Aglomeracji. Stąd stosunkowo wysoka roczna amplituda temperatury powietrza.

Oprócz warunków termicznych, do specyficznych cech klimatu Wysoczyzny Gdańskiej należy także szczególnie wysoka liczba dni z mgłą oraz znaczne prędkości wiatru.

Strefa Krawędziowa Wysoczyzny Gdańskiej

Charakterystykę klimatu lokalnego tego obszaru oparto na materiałach archiwalnych stacji Gdańsk - Siedlice. Większość elementów meteorologicznych przyjmuje tu wartości pośrednie między występującymi na Wysoczyźnie Gdańskiej, a notowanymi na płaskim wybrzeżu morza. I tak np.: w strefie krawędziowej Wysoczyzny Gdańskiej, zarówno średnie dobowe jak i minimalne temperatury powietrza są wyższe od występujących na Wysoczyźnie oraz zdecydowanie niższe od obserwowanych w bezpośrednim sąsiedztwie morza. Odwrotnie, temperatury maksymalne są tu wyższe od występujących na Wysoczyźnie, a jednocześnie niższe od notowanych na obszarze platformy akumulacyjno-abrazyjnej.

W strefie krawędziowej występuje stosunkowo wysoka wilgotność względna powietrza. Prędkości wiatru są tu wyraźnie niższe od notowanych na obszarze Wysoczyzny.

Platforma akumulacyjno-abrazyjna

Charakterystykę klimatu lokalnego tego obszaru oparto na materiałach archiwalnych stacji Gdańsk - Wrzeszcz i Gdańsk - Nowy Port. Warunki klimatyczne platformy akumulacyjno-abrazyjnej kształtowane są przez nakładający się wpływ morza i zabudowy, stąd specyficzny reżim termiczny tego obszaru. Charakteryzuje się on stosunkowo niskimi temperaturami maksymalnymi, wysokimi temperaturami minimalnymi oraz niewielką liczbą lub całkowitym brakiem dni bardzo mroźnych, mroźnych i upalnych. Zwarta zabudowa tego obszaru powoduje, że już w niewielkiej odległości od brzegu Zatoki Gdańskiej oddziaływanie morza jest ogra-

niczone. Świadczy o tym stosunkowo niska wilgotność względna powietrza, bardzo małe prędkości wiatru, krótki okres z pokrywą śnieżną oraz niewielka liczba dni z mgłą.

Ujściowy odcinek Pradoliny Kaszubskiej

Charakterystykę klimatu lokalnego tego obszaru oparto na materiałach archiwalnych stacji Gdynia. Stacja ta tylko od strony zachodniej sąsiaduje ze zwartą zabudową Śródmieścia Gdyni. Od południa, północy i wschodu otoczona jest wodami basenów portowych i Zatoki Gdańskiej. Takie położenie stacji powoduje, że nie występuje tutaj typowe dla terenów miejskich zmniejszenie wilgotności względnej powietrza oraz osłabienie prędkości wiatru. Także liczba dni z mgłą jest tu stosunkowo duża. Stosunki termiczne są natomiast podobne do występujących na zabudowanej platformie akumulacyjno-abrazyjnej.

Ujściowy odcinek Doliny Dolnej Wisły

Charakterystykę klimatu lokalnego tego obszaru oparto na materiałach archiwalnych stacji Świbno. Występujące tu specyficzne warunki klimatyczne są kształtowane głównie przez Zatokę Gdańską oraz Żuławy Wiślane. Stosunki termiczne, w okresie od kwietnia do października, są tu bardzo podobne do występujących w pozostałych fragmentach płaskiej strefy brzegowej Zatoki Gdańskiej. Natomiast od listopada do marca na omawianym obszarze jest wyraźnie chłodniej. Wpływ Żuław zaznacza się przede wszystkim w zwiększonym zachmurzeniu oraz podwyższonej wilgotności względnej powietrza. Zwraca uwagę stosunkowo duża liczba dni z burzą oraz podwyższone, w stosunku do sąsiedniej platformy akumulacyjno-abrazyjnej, prędkości wiatru.

Przystępując do kartowania topoklimatycznego, w pierwszej kolejności opracowano typy użytkowania ziemi. Wyróżniono obszary zabudowane, nie zabudowane i nie zalesione oraz tereny leśne. Dwa pierwsze rodzaje użytków skartowano, wykorzystując powszechnie znaną metodę J. Paszyńskiego (1980). Typy topoklimatu na tych obszarach wyznaczono kierując się głównie rzeźbą terenu, tj. jego formą oraz nachyleniem i ekspozycją, a także rodzajem podłoża.

Odmiennego podejścia, zdaniem autorów, wymagała trzecia kategoria obszarów, tzn. tereny leśne. W odróżnieniu od metody J. Paszyńskiego (1980), strukturę obiegu energii określono tu w odniesieniu do warstwy czynnej. Takie podejście pozwoliło bowiem na uwzględnienie akumulacji ciepła, co byłoby niemożliwe w odniesieniu do dwuwymiarowej warstwy czynnej. Obszary leśne Aglomeracji

Gdańskiej skartowano więc z wykorzystaniem własnej metody, bazującej na założeniach ogólnych metody J. Paszyńskiego (1980). Ponieważ projekt metody prezentowany był już na Sympozjum Topoklimatycznym we Wrocławiu, przeto w tym miejscu ograniczymy się wyłącznie do przypomnienia głównych jej założeń.

Analizie poddawane są te cechy warstwy czynnej, które decydują o strukturnie wymiany energii pomiędzy atmosferą i jej podłożem, tj.:

- stopień zwarcia koron drzew,
- wilgotność podłoża,
- prędkość wiatru nad warstwą czynną,
- adwekcja wilgotnego, morskiego powietrza,
- rzeźba terenu.

W opracowaniu przyjęto trójstopniowy system jednostek taksonomicznych. Jednostki rzędu najwyższego - grupy typów topoklimatu, zostały zdefiniowane wielkością dopływającego do warstwy czynnej strumienia promieniowania krótkofalowego. Podział grup na typy topoklimatu uwarunkowany jest wielkością sumarycznego strumienia strat z warstwy czynnej. Dalszy podział na podtypy wynika z roli, jaką w strumieniu strat odgrywają:

- turbulencyjna wymiana ciepła utajonego,
- turbulencyjna wymiana ciepła jawnego,
- promieniowanie długofalowe netto.

Opracowana mapa wykazała bardzo duże zróżnicowanie warunków topoklimatycznych lasów Aglomeracji Gdańskiej. Jest to oczywista konsekwencja silnie zróżnicowanego środowiska geograficznego tego obszaru, a zwłaszcza bardzo urozmaiconej rzeźby terenu, głównie w strefie Krawędziowej Wysoczyzny Gdańskiej, różnego stopnia wilgotności podłoża i zwarcia koron drzew, dużej różnorodności typów siedliskowych lasów oraz różnego zasięgu adwekcji morskiego powietrza. Wyraźnie mniejsze zróżnicowanie warunków topoklimatycznych można zaobserwować zarówno w strefie wierzchwinowej Wysoczyzny Gdańskiej, jak i np. w dnie Pradoliny Kaszubskiej.

W odniesieniu do obszarów leśnych wykonano kilka serii pomiarowych, weryfikujących zastosowaną metodę kartowania. Pomiaru wykonywane były w rejonie Doliny Świemirowskiej w Sopocie, w warunkach pogody radiacyjnej. Wybrany obszar badań testujących charakteryzował się silnym zróżnicowaniem zarówno rzeźby terenu, jak i typów siedlisk leśnych. Wyniki badań wskazują na poprawność przyjętej metody kartowania topoklimatycznego obszarów leśnych Aglomeracji Gdańskiej.

Literatura

- Kwiecień K., 1968, Klimat Południowego Bałtyku, Mat. PIHM, 450
- Kwiecień K., Taranowska S., 1974, Warunki klimatyczne, w: Studium geograficzno-przyrodnicze woj. gdańskiego, GTN, Gdańsk.
- Kwiecień K., 1974, Anomalie anemometryczne w przymorskim regionie woj. gdańskiego, Prace IMGW, 2.
- Szukalski J., 1974, Środowisko geograficzne Trójmiasta (Gdańsk, Sopot, Gdynia) Uniwersytet Gdański, Skrypty Uczelniane.
- Paszyński J., 1980, Metody sporządzania map topoklimatycznych, Dokumentacja Geograficzna IGiPZ PAN, 3, Warszawa.
- Wyszkowski A. i in. (w druku), Zastosowanie metody bilansu cieplnego do kartowania topoklimatycznego obszarów leśnych, Zeszyty Naukowe Wydz. BiNoZ, UG, Geografia.
- Wyszkowski A. i in. (w druku), Projekt metody kartowania topoklimatów nadmorskich obszarów leśnych, Acta Universitatis Wratislaviensis.

Л.Б. БАШАЛХАНОВА, Н.Л. ЛИНЕВИЧ,
Л.П. СОРОКИНА

Институт географии СО АН СССР
Новосибирск

ПРИКЛАДНЫЕ АСПЕКТЫ ЛАНДШАФТНО-КЛИМАТИЧЕСКОГО КАРТОГРАФИРОВАНИЯ

При развитии концепции ландшафтно-климатического изучения территории уделялось большое внимание поиску количественных характеристик взаимных влияний климата и ландшафтного строения местности. В настоящее время накоплен обширный экспериментальный материал по изучению климатических условий различных видов подстилающей поверхности: степей, лугов, лесов, болот и водоемов. Обобщены характеристики по оценке климата долин, котловин, горных районов, побережий крупных водоемов. Ландшафт рассматривается как совокупность растительного покрова, почвенных, гидрологических и др. систем и характеризуется определенным набором метеорологических показателей, обусловленных приходом солнечной энергии, увлажнением и их трансформацией под влиянием физико-географических условий: высоты над уровнем моря, экспозиции склонов, форм и ориентации долин; наличия водоемов, растительного покрова и пр.

Взаимодействие климатических процессов с ландшафтными на каждом иерархическом уровне имеет свои особенности, анализ которых позволяет выявить, с одной стороны, роль климатических факторов в функционировании ландшафтов, с другой – степень соответствия климатических и ландшафтных условий. Последнее дает возможность систематизировать природные комплексы по климатическим параметрам на ландшафтной основе. В зависимости от целей климатического картографирования в качестве основы может служить или покомпонентная (например, карта растительности, почв и пр.), или в целом ландшафтная характеристика территории. Современные методы ландшафтоведения, использование аэрокосмической информации позволяют получить достаточно детальное представ-



Рис. 1. Пространственная дифференциация составляющих теплового баланса в июле. А - радиационный баланс: 1- 380 ± 10 МДж/м² (хвойные леса); 2- 345 ± 10 МДж/м² (болота, мелколиственные леса, лесо-кустарниково-луговая растительность пойм); 3- 315 ± 10 МДж/м² (сельскохозяйственные земли). Б - затраты тепла на испарение: 1- 270 ± 38 МДж/м² (болота, темнохвойные и мелколиственные леса); 2- 240 ± 38 МДж/м² (сосновые леса, лесо-кустарниково-луговая растительность пойм); 3- 205 ± 30 МДж/м² (сельскохозяйственные земли)

ление о ландшафтном строении значительных территорий. Объективной информации по климатическим условиям таких территорий нет. Метеорологические станции располагаются главным образом в долинах рек на выровненных участках с травяной растительностью. Их данные характеризуют метеорологическую ситуацию ограниченных однородных участков и могут быть распространены на соседние, отличающиеся по ландшафтным условиям, с определенными поправками и допущениями, обусловленными их свойствами. Опыт экстраполяции метеороинформации на регион с учетом разнообразия растительного покрова и распределения ландшафтов получен в Институте географии СО АН СССР при энергетической оценке южнотаежной подзоны Западной Сибири и рекреационной оценке ресурсов климата бассейна оз. Байкал.

Изучение теплового баланса различных типов деятельной поверхности южнотаежной подзоны Западной Сибири и картографирование его отдельных характеристик позволило разработать методику энергетической оценки равнинных районов с учетом разнообразия растительного покрова (Линевич, 1987). Методика состоит из четырех последовательных этапов, ее суть сводится к следующему:

1. Постановка экспериментальных теплобалансовых наблюдений в основных гео-системах, различающихся по характеру растительного покрова, почвам, увлажненности и водному режиму.
2. Выявление закономерностей формирования теплового баланса объектов исследования, определение связей отдельных его элементов с внутриландшафтными условиями. Выявление комплексных метеорологических показателей, присущих конкретным видам подстилающей поверхности.
3. Дифференциация территории по типам растительного покрова, выделение однородных по оптическим и динамическим свойствам контуров. Построение фоновых карт характеристик радиационного режима по данным систематических наблюдений по гидрометеосети.
4. Пространственная экстраполяция элементов теплового баланса в условиях выраженной неоднородности подстилающей поверхности на основе комплексных метеорологических показателей. Построение поэлементных карт теплового баланса на территорию.

Теплобалансовые исследования в долине нижнего Иртыша проводились на 20 объектах, включающих основные виды подстилающей поверхности (болота, леса, луга, водоемы), в летние сезоны 1972-1983 гг. синхронно на 3-8 площадках в течение 1 - 5 лет. Полученные результаты исследования позволили установить, что особенности формирования теплового баланса основных геосистем определяются ландшафтным строением и характеризуются конкретным соотношением тепла и влаги.

Это один из частных примеров закона целостности географической среды. Относительно устойчивым показателем теплового режима геосистем может служить структура теплового баланса, которая является комплексной климатической характеристикой и может быть использована в качестве одного из признаков при систематизации природных объектов. Другим таким признаком является отражательная способность деятельной поверхности. На основе последнего проведена дифференциация радиационного баланса для районов южнотаежной подзоны Западной Сибири в зависимости от характера естественной подстилающей поверхности и выделены контуры с близкими значениями (рис. 1А.). Растительный покров при этом использовался в качестве физиономического признака ландшафта. Радиационный баланс обобщенных типов растительных сообществ (темнохвойные, сосновые, мелколиственные леса, лесо-кустарниково-луговая растительность пойм и т.д.), выделенных на карте "Растительность Западно-Сибирской равнины" (1976), рассчитан с учетом широтного изменения суммарной радиации и эффективного излучения.

Устойчивость структуры теплового баланса в середине вегетационного периода в разные по условиям тепло- и влагообеспеченности годы сделала возможным вычисление отдельных его составляющих по величине радиационного баланса. Связь процессов энергообмена с ландшафтными условиями южнотаежных геосистем позволила экстраполировать данные по тепловому балансу, полученные для конкретных ландшафтных условий, на другие природные объекты, относящиеся к этому типу. В результате получена пространственная дифференциация затрат тепла на испарение, турбулентный обмен и поток тепла через деятельную поверхность для южнотаежных районов Западной Сибири (рис. 2Б).

Дифференцированная энергетическая оценка различных районов с использованием оптических характеристик и показателей структуры теплового баланса дает возможность прогнозировать масштабы преобразования тепло- и влагообмена подстилающей поверхности в результате хозяйственного освоения, ведущего к изменению ее теплофизических, динамических и прочих свойств. Эти изменения могут оказать значительное влияние на процессы местной циркуляции, преобразуя режим облачности и осадков, температурный и водный режим.

Развитие ландшафтно-климатического подхода реализовано в оценке рекреационных ресурсов климата бассейна оз. Байкал. Она основана на современных представлениях о влиянии климата на жизнедеятельность человека. Основные этапы исследования включают выявление закономерностей формирования климата

региона, пространственно-временной анализ совокупности показателей, характеризующих влияние климата на жизнедеятельность человека, оценку рекреационного потенциала климата территории. Последняя выполнена с привлечением ряда характеристик, объединенных в две группы: благоприятствующие и препятствующие организации отдыха летом и зимой. За зимний условно принят период с ноября по март, летний – с июня по август. К благоприятствующим отдыху факторам отнесены число ясных дней по общей облачности, определенный режим погоды в 13 ч., число дней с НЭЭТ выше нижнего уровня комфорта. В основу характеристики режимов погоды положена классификация погоды момента, предложенная В.И. Русановым (1973). Классы погоды объединены в группы по принципу прямого (на тепловое состояние) и косвенного (через комплекс условно-рефлекторных и метеотропных реакций) влияния погоды на человека. Летом и зимой группы оптимальных и удовлетворительных погод, пригодных для проведения туристских маршрутов, прогулок, работ на открытом воздухе в одежде соответствующей теплоизоляции, объединяют малооблачные и ясные классы погод.

К препятствующим отдыху факторам отнесены число дней с пасмурной погодой по нижней облачности, число дней с сильным ветром (более 15 м/с), с осадками более 1 мм, с метелями, период возможного ультрафиолетового голодания, с резкими внутрисуточными перепадами температуры воздуха и число дней с неудовлетворительными и крайне неудовлетворительными погодками. Группа неудовлетворительных погод объединяет все классы погод с нижней облачностью выше 6 баллов. Ее продолжительность характеризует период возможного ухудшения самочувствия человека. В эту же группу включены зимой и очень суровые погоды, при которых рекомендуется ограничение режимов труда и отдыха. Наличие крайне неудовлетворительных погод должно служить предупреждением о возможной отмене всех спортивных и туристских мероприятий и соблюдению техники безопасности при работах на открытом воздухе.

Привлечение таких разномасштабных показателей вызвано задачей комплексной оценки ресурсов. Чтобы получить представление о вкладе каждого фактора, характеризующего продолжительность благоприятствующих или препятствующих организации отдыха условий было проведено их нормирование. Отношение сумм нормированных значений благоприятствующих к препятствующим факторам, образует комплексный показатель рекреационного потенциала климата (ПРПК). Его применение позволяет уменьшить элемент неопределенности в наиболее сложном вопросе – пространственной директривности комплекса данных и служит одним из

признаков дифференциации территории по рекреационным ресурсам климата. Правомерность распространения данных метеорологических станций на окружающую территорию в неоднородных ландшафтах обусловлена: 1) сходством условий формирования мезоклимата; 2) соответствием диапазона микроклиматических разностей и допустимых пределов колебаний метеорологических показателей, ощутимо не сказывающихся на теплоощущении человека.

Сопряженный анализ условий формирования климата, показателя климаторекреационного потенциала, ландшафтной структуры бассейна оз. Байкал (Ландшафты..., 1977) показал, что по рекреационным ресурсам климата на его территории выделяются горные районы, долины рек, котловины и непосредственно побережье озера (рис. 2). В свою очередь по значениям ПРПК они подразделяются на более мелкие выделы. Чем ниже значение ПРПК, тем неблагоприятнее условия для организации отдыха.

Распределение ПРПК отдельно для зимы и лета позволило выделить территории, наиболее подходящие для сезонного отдыха. Летом – это побережье Среднего Байкала (ПРПК = 2,0 – 2,5), находящееся в зоне непосредственного влияния локальных антициклонов, обуславливающих большую продолжительность солнечных дней, небольшое число дней с пасмурной погодой и осадками, устойчивым погодным режимом (Оценка..., 1987). Несмотря на то, что здесь невелика продолжительность дней с НЭТ более 6⁰ и группой оптимальных погод, ресурсы активного отдыха здесь достаточны. Значительное число дней с осадком (около 35–40 дней) на побережье Южного Байкала увеличивает повторяемость неблагоприятных условий для отдыха на открытом воздухе, снижая тем самым его климаторекреационный потенциал. Зимой он здесь значительно ниже из-за погодных условий, связанных с местным циклогенезом.

На остальной территории бассейна оз. Байкал летом и зимой наблюдается тенденция повышения благоприятности отдыха в долинах рек. В северных котловинах довольно высокие значения ПРПК летом и малые зимой отражают резко выраженную континентальность котловинных типов климата – с теплым сухим летом и очень холодной зимой. Климатические ресурсы отдыха в высокогорных районах зимой выше, чем летом, и даже сопоставимы с ресурсами северных котловин.

В годовой совокупности для горных местоположений ПРПК равен 0,25 – 0,28. Максимальные его значения (1,32–1,93) отмечаются на остепенных участках крупных речных долин. В северных котловинах этот показатель колеблется от 0,58 до 0,71, в Тункинской достигает 1,0. На побережье Байкала он

Подтип климата	Летний отдых			Зимний отдых			
	Условия	Форма	режим	Условия	Форма	Режим	
I ₁		Туризм, стационарный отдых	без ограничения		Туризм, стационарный отдых	без ограничения	
I ₂						ограничение в декабре-январе	
П ₁		Туризм, горный туризм				не пригоден	
П _{2a}					Туризм, горный туризм	ограничение в декабре-январе	
П _{2б}						не пригоден	
П ₃					Туризм, горный туризм	ограничение в декабре-январе	
Ш				Туризм, стационарный отдых, санаторно-курортное лечение		Туризм, стационарный отдых, санаторно-курортное лечение	без ограничения
IY ₁							
IY _{2a}							ограничение в декабре-январе
IY _{2б}							без ограничения
IY _{3a}							ограничение в декабре-январе
IY _{3б}							

изменяется в широких пределах – от 0,47 и наиболее ветренных районах или с большим числом дней с осадками до 1,2 на южной оконечности. Такой диапазон ПРПК на побережье обусловлен взаимодействием фоновых и локальных климатообразующих процессов.

Таким образом, анализ ландшафтной структуры бассейна оз. Байкал, мезоклиматических условий функционирования геосистем и фонового распределения комплекса метеорологических параметров, оказывающих влияние на жизнедеятельность человека, позволил выделить ареалы относительно однородные по рекреационным ресурсам климата и ранжировать их по видам отдыха, показать возможности их оптимального использования. Из препятствующих факторов можно вычлениить устранимые и направленно искать пути их нейтрализации. Дальнейшие исследования связаны с уточнением характеристик внутри ландшафтно-

климатических ареалов и оценкой их контрастности с другими регионами и в связи с перспективой развития внутрисююзного и международного туризма.

Л и т е р а т у р а

- Ландшафты юга Восточной Сибири, М 1:1 500 000, 1977, под ред. В.Б. Сочавы, Москва, ГУГК.
- Линевич Н.Л., 1987, Тепловой баланс, в: Природа таежного Прииртышья, Новосибирск, Наука, с.61-88.
- Растительность Западно-Сибирской равнины. М 1:1 500 000, 1976 под ред. И.С. Ильиной, Москва, ГУГК.
- Русанов В.И., 1973, Методы исследования для медицинских целей, Томск.
- Оценка рекреационных ресурсов климата бассейна оз. Байкал, 1987, (Башалханова Л.Б., Буфал В.В., Линевич Н.Л., Сорокина Л.П.), Иркутск.

Х. ТИШКОВ

Институт географии

Болгарской Академии наук

София

ИЗУЧЕНИЕ И КАРТОГРАФИРОВАНИЕ НЕКОТОРЫХ БИОКЛИМАТИЧЕСКИХ ПОКАЗАТЕЛЕЙ В ГОРНЫХ РАЙОНАХ БОЛГАРИИ

В Болгарии площадь обрабатываемых земель невелика - не более, чем 0,5 га на душу населения. По этой причине горные районы, занимающие не менее, чем 1/3 территории страны рассматриваются, как большой резерв для будущей экономической деятельности. До сих пор в горном районе развиты прежде всего горнодобывающая и лесодобывающая промышленности. В будущем должно развиваться более устойчивыми темпами животноводство, горное земледелие и рекреация. Поскольку для этих трех видов деятельности большое значение имеют биоклиматические характеристики горных земель, необходимо изучить некоторые параметры биоклимата - прежде всего закономерности изменения с высотой биологически активных температур воздуха, продолжительность вегетационного и невегетационного периода и характер погоды в отношении ее воздействия на человека.

Невегетационный период (устойчивое задержание средних суточных температур воздуха ниже 0°C) по склонам болгарских гор показывает средняя продолжительность с 30 по 230 суток. На северном склоне Старой Планины этот период начинает проявляться с 300 м высоты, в Средней горе и Витоше - с 350 м, на склонах более южных болгарских гор (Рила, Пирин, Осогово, Беласица) - с 450 м, а в Родопских горах - с 450 - 500 м. На уровне 600 - 1000 м (нискогорный пояс) средняя продолжительность этого периода с 40 до 80 суток, на уровне 1000 - 1600 м (среднегорный пояс) с 70 до 130 суток и на уровне выше 1600 - 1700 м (высокогорный пояс) со 120 - 130 до 230 суток (Мусала - 2925 м н.у.м.).

Анализ продолжительности обычного вегетационного периода (температура воздуха $\geq 5,0^{\circ}\text{C}$) в горных районах Болгарии тоже показывает четко выраженную закономерность в отношении изменения наблюдающихся с изменениями высотных поясов. На склонах Старой Планины средняя продолжительность этого периода изменяется с 290 до 85 суток (верш. Ботев - 2376 м н.у.м.), в Среднегорско-Витошской горной полосе - с 275 (Забалканские котловины) до 111 суток (верш. Черный верх - 2285 м н.у.м.), на склонах более южных болгарских гор (Пирин, Рила, Осогово и т.д.) - с 300 до 30 суток (верш. Мусала - 2925 м), а в Родопских горах - с 300 - 320 до 180 - 200 суток.

Температурные суммы, которые накапливаются в этот период показывают также зависимость от высоты над уровнем моря. На склонах Старой Планины соответствующие суммы температуры изменяются с 4400 (приморские районы Восточной Старой Планины) до 540⁰ (верш. Ботев), в горных районах югозападной части страны - с 4000 до 500⁰, а в Родопских горах - с 4500 по 1600 - 1700⁰. В основном, в низкогорном поясе (600 - 1000 м н.у.м.) средняя сумма температур в вегетационном периоде более чем 3000⁰, в среднегорном поясе - 2100 - 2200⁰, а в высокогорном поясе - еще ниже.

Имея в виду соответствующий вертикальный градиент изменения продолжительности невегетационного и вегетационного периодов, а также суммы температур, накапливающиеся в вегетационном периоде, с помощью изолиний, проведенных на соответствующих картах, мы в состоянии раскрыть закономерности в территориальном проявлении этих важных биоклиматических показателей на склонах гор.

Этот способ мы применили и по отношению изменений, которые наблюдаются параллельно с изменением высоты над уровнем моря в продолжительности периода с активными вегетационными температурами ($\geq 10^{\circ}\text{C}$). На соответствующей карте можно увидеть, что в Старой Планине продолжительность периода активной вегетации растительности изменяется с 214 (приморской части Восточной Старой Планины) до 80 - 90 суток на высоте 1700 м н.у.м. Верхняя граница этого периода в южные расположенных болгарских горах достигает 1700 - 1800 м, где средняя продолжительность достигает около 60 суток, начиная с 220 - 230 суток у подножья гор.

Подобным образом рассматриваются территориальные закономерности в изменении некоторых показателей погодного характера, имеющих значение для самочувствия и физиологии здорового человека обитающего или пребывающего в болгарских горах. Кроме закономерности в изменении с высотой отдельных типов и классов погод, которые уже изучены, в данном случае особенно важно знать каким обра-

зом изменяется с изменением высоты над уровнем моря два специфических показателя - повторяемость контрастных смен характера погоды изо дня в день и число суток, погода в которых не вызывает в человеческом организме никаких метеорологических реакций - так называемая "Погода без ограничения продолжительного пребывания практически здорового человека на открытом воздухе".

Применяя способы вычисления вертикального градиента наблюдаемых изменений этих двух показателей, при помощи которого были составлены соответствующие карты с изолиниями мы установили, что в территориально-временном аспекте в болгарских горах тоже наблюдаются некоторые особенности.

Принимая во внимание шкалу Мезерницкого, построенную в 1937 г. (очень неустойчивый характер погоды - контрастные смены $> 50\%$ дней данного месяца; неустойчивый характер - $35 - 50\%$; устойчивый характер - $25 - 35\%$ и очень устойчивый характер - $< 25\%$), анализ показывает, что в январе характер погоды в болгарских горах в сравнении с остальными сезонами года относительно самый неустойчивый, а летом - самый устойчивый. Несмотря на это, самая большая неустойчивость в горах не менее чем на одну степень ниже, чем в низких землях.

Анализ частоты контрастных смен характера погоды показывает, что в январе относительно самая стабильная ($34 - 38\%$ суток в месяц) погода проявляется на вершинных участках болгарских гор. В остальных гипсометрических поясах она может быть выше 44% . Летом устанавливается самая стабильная с точки зрения биоклиматического эффекта погода - контрастные перемены характера погоды ниже 30% . Более переменной погода ($> 30\%$) - на самых высоких вершинах. Переходные сезоны отражают переходность и сам характер погоды в это время.

Некоторые различия между отдельными горами также налицо. Самая высокая неустойчивость погоды в январе констатируется в горах, расположенных в юго-западной части страны - Риле, Пирине, а летом, относительно большая неустойчивость - в Старой Планине. Это хорошо видно на соответствующих картах.

Что касается показателя "Погода без ограничения (50) продолжительного пребывания здорового человека на воздухе" анализ показывает, что в болгарских горах он гораздо чаще наблюдается, чем остальные два показателя этого типа - "Погода с частичными ограничениями (40)" и "Погода с ограничениями (0)". На этом фоне разумеется встречаются и внутренние пространственно-временные различия. Например, в Старой Планине, в январе время без ограничений (50) в низкогорье ($400 - 1100$ м н.у.м.) характеризует в среднем 60% дней этого месяца. Примерно такая-же повторяемость погоды "50" в Средней горе

и Витоше наблюдается в более высоких поясах (среднегорье). В Риле, Пирине и в Родопских горах повторяемость подобного характера погоды в 45 - 50 % наблюдается снова на низкогорье. Летом, с увеличением высоты над уровнем моря погода "Б0" заметно уменьшает свою частоту. Анализ показывает, что в июле средняя частота дней с подобной погодой с 50 - 60 % у подножья гор, на самых высоких их частях понижается до 20 - 30 % (Витоша - верш. Черный верх - 15 %, Рила - на высоте 2800 м - 31 %).

Все вышеуказанные примеры показывают, что в пространственно-временном аспекте на самом деле имеются некоторые различия в отношении общей биоклиматической характеристики погоды. Чтобы узнать характер этих различий и места где они проявляются, как особенности топоклимата, с успехом можно использовать карты, на которых при помощи изолиний эти различия хорошо раскрываются.

KRZYSZTOF BŁAŻEJCZYK

Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania
Polskiej Akademii Nauk
Warszawa

PODSTAWY WYDZIELANIA BIOTOPOKLIMATÓW W SKALI SZCZEGÓŁOWEJ

Szczegółowe poznanie bioklimatycznych właściwości różnych części terenu jest bardzo ważne, pozwala bowiem na określenie oddziaływania środowiska geograficznego na funkcjonowanie organizmu człowieka oraz jego samopoczucia. Informacje te mają znaczenie praktyczne, zwłaszcza przy planowaniu przestrzennym osiedli mieszkaniowych i obszarów wypoczynkowych oraz obiektów służących do leczenia klimatycznego w uzdrowiskach.

Celem pracy jest przedstawienie opracowywanej w Zakładzie Klimatologii IGiPZ PAN metody wydzielania biotopoklimatów na mapach wielkoskalowych.

1. Koncepcja metody wydzielania biotopoklimatów

W klimatologii, do wydzielania topoklimatów, coraz częściej stosowana jest metoda oparta na analizie wielkości i struktury bilansu cieplnego powierzchni czynnej (Paszyński 1980; Grzybowski 1983, 1986). W przypadku bioklimatologii człowieka powierzchnią czynną jest powierzchnia ciała człowieka (Ajzensztat 1973; Budyko, Cyenko 1960; Krawczyk 1979; Terjung, Louie 1971).

Przez biotopoklimat należy więc rozumieć lokalnie występujące właściwości środowiska atmosferycznego o jednorodnej wielkości i strukturze bilansu cieplnego ciała człowieka. Właściwości te są przypisywane określonym, niewielkim jednostkom terytorialnym (Błażejczyk 1984a,b, 1988a).

1.1. Model bilansu cieplnego ciała człowieka

Wymiana ciepła na powierzchni ciała człowieka zachodzi w wyniku oddziaływania czynników meteorologicznych i fizjologicznych (Klonowicz, Kozłowski 1970). Na bardziej kompleksowy model bilansu cieplnego ciała człowieka opraco-

wał zespół pod kierunkiem profesora M.I. Budyko (Budyko, Cyenko 1960). Model ten jest dostosowany do umiarkowanych szerokości geograficznych. W przyjętym modelu zakłada się, że w stacjonarnych warunkach termicznych, u człowieka zaadaptowanego do warunków otoczenia, następuje na powierzchni ciała równoważenie się zysków i strat ciepła. W formie uproszczonej model ten można zapisać w postaci równania:

$$M + R_K = E_C + H_C + L_C,$$

gdzie: M - ciepło wytworzone przez organizm w procesach metabolicznych, R_K - promieniowanie słoneczne pochłonięte przez człowieka, tzn. bilans radiacyjny ciała człowieka (w zakresie krótkofalowym), E_C - turbulencyjna wymiana ciepła utajonego (w wyniku parowania potu), H_C - turbulencyjna wymiana ciepła jawnego, L_C - długofalowe wypromieniowanie ciepła z powierzchni ciała i odzieży.

W równaniu nie uwzględniono tych form oddawania ciepła z organizmu, które mają niewielkie wielkości - zwłaszcza w okresie letnim. Są to straty ciepła przez kontakt człowieka z podłożem oraz na nagrzanie i nasycenie parą wodną powietrza wydychanego.

W badaniach klimatologicznych przyjmuje się stałą wielkość metabolizmu, równą najczęściej $70 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$. Jest to metabolizm charakterystyczny dla spokojnie stojącego człowieka. Zakłada się również używanie przez człowieka tego samego rodzaju odzieży, najczęściej o właściwościach termoizolacyjnych równych umownej jednostce 1 ClO. Odpowiada to tzw. lekkiej odzieży letniej składającej się z garnituru wełnianego, bawełnianej bielizny i koszuli oraz półbutów.

Na wielkość i strukturę wymiany ciepła między człowiekiem a otoczeniem wpływają więc - przy założeniu stałego metabolizmu i odzieży - czynniki meteorologiczne. Czynniki te osiągają różne wielkości w zależności od ogólnej sytuacji synoptycznej i rodzaju pogody, natomiast w skali lokalnej są modyfikowane przez miejscowe zróżnicowanie środowiska geograficznego (Błażejczyk 1988a; Błażejczyk, Grzybowski 1988). W toku badań empirycznych stwierdzono, że największe różnice lokalne wielkości i struktury bilansu cieplnego ciała człowieka obserwuje się przy pogodzie z małym zachmurzeniem ($N = 0-4$), przy prędkości wiatru $1-4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ i temperaturze powietrza $17-21^\circ\text{C}$.

Dla określenia lokalnego zróżnicowania wielkości i struktury bilansu cieplnego ciała człowieka należy rozpatrywać - po stronie przychodów ciepła - strukturę bilansu radiacyjnego ciała człowieka, a więc promieniowania bez-

pośredniego (S), rozproszonego (D) i odbitego od podłoża (r) (Błażejczyk, w druku):

$$\frac{S}{R_K} + \frac{D}{R_K} + \frac{r}{R_K} = 100\%.$$

Strukturę poszczególnych strumieni strat ciepła z organizmu odnosi się do całych przychodów ciepła (Krawczyk 1979):

$$\frac{E_C}{R_K + M} + \frac{H_C}{R_K + M} + \frac{L_C}{R_K + M} = 100\%$$

Proponowana w pracy klasyfikacja biotopoklimatów jest dwustopniowa. Grupy biotopoklimatów charakteryzują się jednorodną strukturą strat ciepła z powierzchni ciała człowieka. W każdej z grup można wydzielić 4 typy biotopoklimatu o jednorodnej strukturze bilansu radiacyjnego ciała człowieka (tab. 1.). Poniżej zostaną pokrótce scharakteryzowane poszczególne grupy i typy biotopoklimatów.

1.2. Ogólna charakterystyka grup i typów biotopoklimatu

W grupie biotopoklimatów transpiracyjnych, dominującą formą strat ciepła jest turbulencyjna wymiana ciepła utajonego, następująca w wyniku parowania potu z powierzchni ciała. Proces ten jest bardzo sprawnym regulatorem równowagi cieplnej organizmu i na obszarach zaliczonych do tej grupy obserwuje się zrównoważony bilans cieplny ciała człowieka.

W grupie biotopoklimatów turbulencyjnych dominuje turbulencyjna wymiana ciepła jawnego. Zachowanie równowagi cieplnej wymaga tu znacznego wysiłku organizmu a w niektórych przypadkach można nawet obserwować przewagę strat ciepła nad jego przychodami. Dla zrównoważenia bilansu cieplnego niewystarczające są wtedy odruchowe procesy fizjologiczne a konieczne staje się zwiększenie aktywności fizycznej, a co za tym idzie i metabolizmu, lub zmiana odzieży na lepiej izolującą termicznie.

Grupa biotopoklimatów radiacyjnych charakteryzuje się niewielką dominacją długofalowego wypromieniowania ciepła z powierzchni ciała i odzieży. Ta forma oddawania ciepła z organizmu jest mało efektywna i w sytuacjach dużego dopływu ciepła istnieje realne niebezpieczeństwo przegrzania ustroju. Sytuację tą może poprawić okresowe stosowanie wentylacji, np. wachlarze, wentylatory itp.

Czwarta grupa biotopoklimatów zmiennych, obejmuje obszary, na których zadana z form strat ciepła nie ma wyraźnej przewagi lub też następują częste -

Tabela 1. Klasyfikacja biotopoklimatów oparta na wielkości i strukturze bilansu cieplnego ciała człowieka

Typy biotopoklimatu	Grupy biotopoklimatów			
	Biotopoklimaty transpiracyjne; turbulentna wymiana ciepła utajonego stanowi 60-80% całych strat ciepła	Biotopoklimaty turbulencyjne; turbulentna wymiana ciepła jawnego stanowi 60-80% całych strat ciepła	Biotopoklimaty radiacyjne; wypromieniowanie długofalowe z powierzchni ciała stanowi 45-60% całych strat ciepła	Biotopoklimaty zmienne; częste zmiany dominującej formy strat ciepła z organizmu
Biotopoklimaty refleksowe; promieniowanie odbite stanowi $>20\% R_K$	1.1. Biotopoklimat transpiracyjno-refleksowy	2.1. Biotopoklimat turbulencyjno-refleksowy	3.1. Biotopoklimat radiacyjno-refleksowy	4.1. Biotopoklimat zmienny refleksowy
Biotopoklimaty insolacyjne; promieniowanie bezpośrednie stanowi 70-80% R_K	1.2. Biotopoklimat transpiracyjno-insolacyjny	2.2. Biotopoklimat turbulencyjno-insolacyjny	3.2. Biotopoklimat radiacyjno-insolacyjny	4.2. Biotopoklimat zmienny insolacyjny
Biotopoklimaty dyfuzyjne; promieniowanie rozproszone stanowi 60-80% R_K	1.3. Biotopoklimat transpiracyjno-dyfuzyjny	2.3. Biotopoklimat turbulencyjno-dyfuzyjny	3.3. Biotopoklimat radiacyjno-dyfuzyjny	4.3. Biotopoklimat zmienny dyfuzyjny
Biotopoklimaty mieszane; częste zmiany dominującego strumienia promieniowania	1.4. Biotopoklimat transpiracyjny mieszany	2.4. Biotopoklimat turbulencyjny mieszany	3.4. Biotopoklimat radiacyjny mieszany	4.4. Biotopoklimat zmienny mieszany

chwilowe i przestrzenne - zmiany dominujących strumieni ciepła oddawanego z organizmu. Wiązą się z tym częste zmiany reakcji fizjologicznych człowieka i duże obciążenie termiczne ustroju.

Typy biotopoklimatu związane są z ogólną wielkością i strukturą bilansu radiacyjnego ciała człowieka. W każdej z 4 grup można wydzielić po 4 takie same - co do wielkości i struktury R_K - typy biotopoklimatu.

W typie 1, refleksowym, dominuje bezpośrednie promieniowanie słoneczne a właściwości podłoża sprawiają, że duży jest także w bilansie radiacyjnym udział promieniowania odbitego; stanowi ono ponad 20% całej wartości R_K . Ogólna wielkość R_K jest w tym typie największa a latem, przy pogodzie słonecznej, osiąga w warunkach klimatycznych Polski 110-120 $W \cdot m^{-2}$.

W typie 2, insolacyjnym, dominuje w przychodach ciepła z atmosfery bezpośrednie promieniowanie słoneczne a promieniowanie odbite stanowi jedynie 10-15% R_K . Ogólna wielkość bilansu radiacyjnego ciała człowieka osiąga latem - podczas pogody słonecznej - 90-100 $W \cdot m^{-2}$.

W typie 3, dyfuzyjnym, przeważa promieniowanie rozproszone przez drzewa lub inne obiekty lokalne, np. budynki. Ogólna wielkość promieniowania pochłoniętego przez człowieka może latem, przy pogodzie bezchmurnej, wynosić 20-50 $W \cdot m^{-2}$.

Wreszcie w typie 4, mieszanym, obserwuje się częste zmiany czasowe i przestrzenne dominujących strumieni promieniowania słonecznego. Jest to efektem ażurowego zacienienia przez drzewa lub inne obiekty otoczenia. Ogólna wielkość R_K latem, przy pogodzie słonecznej, może wahać się od 20 do 120 $W \cdot m^{-2}$.

Wpływ wielkości i struktury bilansu cieplnego ciała człowieka na reakcje fizjologiczne organizmu nie jest dostatecznie poznany, niemniej na podstawie istniejących opracowań (Klonowicz, Kozłowski 1970; Kandror i inni 1966; Liopo, Cycenko 1971) można przedstawić pewne ogólne prawidłowości dotyczące kierunku i nasilenia zmian wewnątrzustrojowych.

Intensywność wydzielania potu i temperatury skóry są tym większe, im wyższa jest temperatura powietrza i wielkość pochłoniętego promieniowania słonecznego. W grupie biotopoklimatów transpiracyjnych nie stwarza to większego niebezpieczeństwa dla organizmu, może jedynie powodować odczuwanie warunków atmosferycznych jako "nadmiernie ciepło" lub "gorąco". W grupie biotopoklimatów radiacyjnych podobna sytuacja zwiększa ryzyko przegrzania ustroju człowieka i odczuwania warunków otoczenia jako "bardzo gorąco".

Ogólnie można stwierdzić, że typ dyfuzyjny biotopoklimatu wpływa łagodząco na intensywność reakcji fizjologicznych, niemniej w grupie biotopoklimatów turbulencyjnych właśnie w tym typie obserwuje się największe niebezpieczeństwo przechłodzenia organizmu.

2. Czynniki lokalne modyfikujące wielkość i strukturę bilansu cieplnego ciała człowieka

Spośród czynników lokalnych, modyfikujących wielkość i strukturę wymiany ciepła między człowiekiem a otoczeniem, należy przede wszystkim wymienić rzeźbę terenu, zagospodarowanie i użytkowanie terenu, szatę roślinną, rodzaj podłoża (Błażejczyk 1988b).

Wśród form rzeźby terenu zaznaczają się wąskie, głęboko wcięte doliny i zagłębienia oraz zbocza o ekspozycji południowej. W wąskich dolinach, na skutek utrudnionego ruchu powietrza, występują warunki sprzyjające panowaniu biotopoklimatów radiacyjnych (3.1, 3.2, 3.3, 3.4). W przypadku zboczy o ekspozycji południowej, w wyniku silnego nagrzewania się podłoża i przygruntowej warstwy powietrza, mogą dominować biotopoklimaty transpiracyjne (1.1, 1.2, 1.3, 1.4).

Największe zróżnicowanie modyfikujących wpływów środowiska w skali lokalnej obserwuje się wśród czynników związanych z zagospodarowaniem i użytkowaniem terenu. Należy tu przede wszystkim wymienić różne rodzaje zabudowy miejskiej i przemysłowej, różne rodzaje i wielkości wyrobisk i hałd, różne sposoby użytkowania ziemi i jej wykorzystania na cele komunalne i komunikacyjne. Wpływ tych antropogenicznych elementów środowiska na bilans cieplny ciała człowieka jest trudniejszy do jednoznacznego określenia niż w przypadku rzeźby terenu. Każdorazowo jest tu konieczna szczegółowa analiza środowiska lokalnego, niemniej wyniki badań wskazują, że np. w niewielkich i głębokich wyrobiskach panuje ten sam typ struktury bilansu cieplnego ciała człowieka co w wąskich dolinach. Na obszarach piaszczyn i suchych hałd przemysłowych między człowiekiem a otoczeniem panują zbliżone warunki wymiany ciepła do obserwowanych na zboczach południowych.

Największe zróżnicowanie struktury bilansu cieplnego człowieka występuje w obrębie zabudowy, od typu 4.2. (biotopoklimat zmienny insolacyjny) w luźnej zabudowie wiejskiej do typu 3.1. (biotopoklimat radiacyjno-refleksowy) w zabudowie śródmiejskiej.

W przypadku szaty roślinnej istotny jest jej rodzaj, wysokość, zwartość koron drzew, gęstość zadrzewień lub zakrzewień oraz piętrowość roślinności. Różnicowanie biotopoklimatyczne różnego rodzaju skupisk drzew i lasów jest bardzo duże i nie do końca poznane, z uwagi na ogromną ilość czynników różnicujących. Pewne uwagi w tym zakresie można znaleźć w pracy Błażejczyka i Źrębowskiego (1988).

Pośród różnych rodzajów podłoża powierzchnie wodne oraz świeże, wilgotne łąki charakteryzują się dużymi zdolnościami odbijania promieni słonecznych. Takie same właściwości posiadają luźne, jasne piaski i powierzchnie betonowe.

Jak z powyższego widać, dla wykonania mapy biotopoklimatów konieczne jest szczegółowe rozpoznanie rzeźby terenu, szaty roślinnej, rodzaju podłoża, form zagospodarowania i użytkowania terenu, przekształceń antropogenicznych. Rozpoznanie takie można uzyskać w wyniku bezpośrednich badań terenowych lub też z istniejących, tematycznych opracowań kartograficznych.

Przykłady map biotopoklimatycznych różnych typów krajobrazu Polski zamieszczone są w innej pracy autora znajdującej się w tym tomie.

3. Informacje uzupełniające na mapach biotopoklimatycznych

Dla pełniejszej charakterystyki bioklimatycznych walorów terenu celowe jest podanie na mapie biotopoklimatycznej informacji o występowaniu - w różnych częściach badanego obszaru - specyficznych cech środowiska geograficznego. Ich występowanie na określonym terenie zmienia jakościowe charakterystyki bioklimatyczne, zmniejszając lub zwiększając walory środowiska lokalnego. Informacje te pomagają w prawidłowej ocenie przydatności warunków bioklimatycznych dla człowieka.

Najważniejszymi - z bioklimatycznego punktu widzenia - specyficznymi cechami środowiska geograficznego są:

- występowanie w powietrzu dużej koncentracji substancji aromatyczno-leczniczych, tzw. fitoncydów (w obrębie lasów),
- występowanie dużej koncentracji lokalnych źródeł hałasu i zanieczyszczeń uciążliwych lub szkodliwych dla człowieka,
- występowanie stale podmokłego lub zabagnionego podłoża o trudnej dostępności i dużej ilości uciążliwych owadów,
- występowanie w powietrzu dużej koncentracji aerosolu morskiego o właściwościach leczniczych

- występowanie warunków dla utrzymywania się zastoisk chłodnego i wilgotnego powietrza, które długo nagrzewa się w ciągu dnia powodując dyskomfort termiczny w godzinach porannych,
- występowanie rynien spływu chłodnego powietrza, narażającego człowieka na duże kontrasty termiczne wieczorem i nocą,
- występowanie hałd odpadów przemysłowych i komunalnych z uciążliwymi wyziewami, lub powodującymi zagrożenie epidemiologiczne,
- występowanie otwartych powierzchni wodnych.

4. Wnioski

- Mapy biotopoklimatyczne, zawierając pełne informacje o wielkości i sposobie wymiany ciepła między człowiekiem a otoczeniem pozwalają na określenie fizjologicznych reakcji organizmu, warunków zachowania równowagi cieplnej oraz subiektywnej odczuwalności warunków bioklimatycznych.

- Na mapach biotopoklimatycznych winny się także znaleźć informacje o występowaniu specyficznych cech środowiska geograficznego, zmieniających walory bioklimatyczne terenu.

- Dla wykonania mapy biotopoklimatycznej niezbędne jest szczegółowe rozpoznanie rzeźby terenu, szaty roślinnej, rodzaju podłoża, form zagospodarowania i użytkowania terenu oraz przekształceń antropogenicznych.

- Mapy biotopoklimatyczne mogą być podstawą szczegółowej oceny terenu dla potrzeb rekreacji, turystyki, lecznictwa uzdrowiskowego i projektowania zabudowy mieszkaniowej.

Literatura

- Ajzensztat B.A., 1973, Bioklimaticzeskij atlas Sriedniej Azji, Moskwa, Hidrometeoizdat.
- Błażejczyk K., 1984a, Bioklimatyczna klasyfikacja klimatów lokalnych z zastosowaniem do badań uzdrowisk, Czas. Geogr., 55, 4.
- Błażejczyk K., 1984b, Podstawy biotopoklimatycznego kartowania uzdrowisk, Probl. Uzdrow., 1/2.
- Błażejczyk K., 1988a, Klimatologiczno-fizjologiczna charakterystyka wymiany ciepła między człowiekiem a otoczeniem w wybranych typach krajobrazu nizinnego, Przegl. Geogr., 60, 3.

- Błażejczyk K., 1988b, Zasady wydzielania typów biotopoklimatu na mapie w skali 1:50 000, maszynopis (arch. Zakł. Klimat. IGiPZ PAN).
- Błażejczyk K., (w druku), Zróżnicowanie biotopoklimatyczne południowej części Wysoczyzny Ciechanowskiej, Prace Geogr. UBB we Wrocławiu.
- Błażejczyk K., Grzybowski J., 1988, Metody badań topoklimatów obszarów leśnych, maszynopis (arch. Zakł. Klimat. IGiPZ PAN).
- Budyko M.I., Cyenko G.W., 1960, Klimaticzeskije faktory tieplooszczuszczenija czelowieka, Izv. Ak. Nauk SSSR, Seria Geogr., 3.
- Grzybowski J., 1983, Wyróżnianie i klasyfikacja jednostek wymiany energii na powierzchni czynnej na przykładzie Kotliny Biebrzańskiej, Przegl. Geogr., 55, 2.
- Grzybowski J., 1986, Mapa wymiany energii między atmosferą a podłożem jako podstawa analizy funkcjonowania środowiska geograficznego, Przegl. Geogr. 58, 1-2.
- Kandror I.S. i in., 1966, Eksperimentalnaja prowierka primienimosti uprawnienija tiepłowego bałansa M.I. Budyko i G.W. Cyenko dla opredielenija tiepłowego sostożanija czelowieka w naturalnych usłowijach, Gigiena Sanitarna, 3.
- Klonowicz S., Kozłowski S., 1970, Człowiek a środowisko termiczne, Bibl. Lekarza Praktyka, s. II, t. 60, PZWL, Warszawa.
- Krawczyk B., 1979, Bilans cieplny ciała człowieka jako podstawa podziału bioklimatycznego Iwonicza, Prace Geogr. IGiPZ PAN, 131.
- Liopo T.N., Cyenko G.W., 1971, Klimaticzeskije usłowija i tiepłowoje sostożanije czelowieka, Leningrad, Gidrometeoizdat.
- Paszyński J., 1980, Metody sporządzania map topoklimatycznych, Dok. Geogr., 3.
- Terjung W.H., Louie S., 1971, Potential solar radiation climate of man, Ann. Ass., Amer. Geogr., 61.

KRZYSZTOF BŁAŻEJCZYK

Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania
Polskiej Akademii Nauk
Warszawa

ZRÓŻNICOWANIE BIOTOPOKLIMATYCZNE WYBRANYCH TYPÓW KRAJOBRAZU

Podstawowym celem badań bioklimatycznych jest poznanie oddziaływania klimatu na organizm człowieka. W Zakładzie Klimatologii IGiPZ PAN poszukiwane są optymalne metody określania tych oddziaływań i to zarówno w skali przeglądowej jak i lokalnej (Kozłowska-Szczęsna 1985).

Poszukiwania optymalnej metody badania lokalnego zróżnicowania warunków bioklimatycznych koncentrują się nad adaptacją do tego celu modelu bilansu cieplnego ciała człowieka (Błażejczyk 1984 a,b, 1988 a,b; Krawczyk 1979). Dla weryfikacji teoretycznej koncepcji metody wydzielania biotopoklimatów przeprowadzono w różnych typach krajobrazu Polski badania terenowe. Podstawy zweryfikowanej klasyfikacji biotopoklimatów znajdują się w innej pracy autora zamieszczonej w tym tomie.

Celem niniejszego opracowania jest przedstawienie przykładów map biotopoklimatycznych wykonanych dla siedmiu typów krajobrazu Polski.

1. Fizjologiczno-klimatologiczna klasyfikacja biotopoklimatów

Do określenia zróżnicowania biotopoklimatycznego różnych typów krajobrazu zastosowano model bilansu cieplnego ciała człowieka, opracowany przez zespół pod kierunkiem prof. M.I. Budyko. Model ten można zapisać w postaci równania:

$$M + R_K = E_C + H_C + L_C,$$

gdzie po stronie przychodów ciepła znajduje się ciepło wytworzone metabolicznie (M) i pochłonięte promieniowanie słoneczne (R_K) a po stronie strat turbulencyjna wymiana ciepła utajonego (E_C) i jawnego (H_C) oraz wypromienianie długofalowe z powierzchni ciała (L_C).

Tabela 1. Charakterystyka fizjologiczna poszczególnych typów biotopoklimatu

Typ biotopoklimatu	Reakcje fizjologiczne organizmu na bodźce zewnętrzne	Warunki zachowania równowagi cieplnej organizmu	Odczuwalność ciepła
1.1. Transpiracyjno-refleksowy	Intensywny przepływ krwi obwodowej przy bardzo dużym rozszerzeniu peryferycznych naczyń krwionośnych. Bardzo intensywne wydzielanie potu. Temperatura skóry (T_s) znacznie wyższa od przeciętnej	Wystarczająca fizjologiczna regulacja równowagi cieplnej organizmu	od ciepło do bardzo gorąco
1.2. Transpiracyjno-insolacyjny	Znaczne rozszerzenie peryferycznych naczyń krwionośnych i zwiększenie przepływu krwi. Intensywne wydzielanie potu. T_s wyższa od przeciętnej.	jak w typie 1.1.	ciepło, gorąco
1.3. Transpiracyjno-dyfuzyjny	Niewielkie rozszerzenie peryferycznych naczyń krwionośnych i zwiększenie przepływu krwi. Wydzielanie potu i T_s nieco powyżej przeciętnej.	jak w typie 1.1.	komfortowo, ciepło
1.4. Transpiracyjny mieszany	Częste zmiany ciśnienia tętniczego i intensywności wydzielania potu. T_s wyższa od przeciętnej.	jak w typie 1.1.	od komfortowego do bardzo gorąco
2.1. Turbulencyjno-refleksowy	Ciężkie ciśnienie tętnicze, przepływ krwi, metabolizm i wydzielanie potu zbliżone do przeciętnych. T_s nieco niższa od przeciętnej.	Fizjologiczna regulacja równowagi cieplnej organizmu jest wystarczająca.	chłodno, komfortowo
2.2. Turbulencyjno-insolacyjny	Zwężenie peryferycznych naczyń krwionośnych i zmniejszenie przepływu krwi. Zwiększenie metabolizmu. T_s niższa od przeciętnej.	Niezbędny niewielki wysiłek fizyczny.	zimno, chłodno
2.3. Turbulencyjno-dyfuzyjny	Znaczne zmniejszenie przepływu krwi i zwężenie peryferycznych naczyń krwionośnych. Duży metabolizm. Pojawia się drżenie mięśniowe. T_s znacznie niższa od przeciętnej	Niezbędny znaczny wysiłek lub włożenie ciepłej odzieży.	od bardzo zimno do chłodno
2.4. Turbulencyjny mieszany	Częste zmiany ciśnienia tętniczego i przepływu krwi. Zmienny, choć większy od przeciętnego, metabolizm. T_s niższa od przeciętnej.	Niezbędne zmiany aktywności fizycznej lub odzieży.	od bardzo zimno do komfortowo

3.1. Radiacyjno-refleksowy	Ciśnienie tętnicze, przepływ krwi i wydzielanie potu znacznie wyższe od przeciętnych. Zaburzenia parowania potu. Ts znacznie wyższa od przeciętnej.	Niebezpieczeństwo przegrzania organizmu! Konieczne stosowanie wentylacji	gorąco, bardzo gorąco
3.2. Radiacyjno-insolacyjny	Ciśnienie tętnicze, przepływ krwi, wydzielanie potu nieco wyższe od przeciętnego. Zakłócenia parowania potu. Ts powyżej przeciętnej.	Konieczne stosowanie wentylacji.	ciepło, gorąco
3.3. Radiacyjno-dyfuzyjny	Ciśnienie tętnicze, przepływ krwi i wydzielanie potu oraz Ts zbliżone do przeciętnych.	Fizjologiczna regulacji równowagi cieplnej jest wystarczająca.	komfortowo, ciepło
3.4. Radiacyjny mieszany	Stosunkowo niewielkie wahania parametrów fizjologicznych. Możliwe znaczne chwilowe wahania temperatury skóry.	Okresowo niezbędne jest stosowanie wentylacji.	od komfortowo do gorąco
4.1. Zmienny refleksowy	Częste zmiany temperatury skóry i fizjologicznych reakcji organizmu na poziomie wyższym od przeciętnego.	Konieczne okresowe zmiany aktywności fizycznej i stosowanie wentylacji.	od chłodno do bardzo gorąco
4.2. Zmienny insolacyjny	Częste zmiany temperatury skóry i fizjologicznych reakcji organizmu na poziomie zbliżony do przeciętnego.	Fizjologiczna regulacja równowagi cieplnej jest w zasadzie wystarczająca.	od chłodno do gorąco
4.3. Zmienny dyfuzyjny	Częste zmiany temperatury skóry i fizjologicznych reakcji organizmu na poziomie niższym od przeciętnego.	jak w typie 4.2.	od zimno do ciepło
4.4. Zmienny mieszany	Częste i duże zmiany temperatury skóry i fizjologicznych reakcji organizmu człowieka.	Konieczne regulowanie aktywności fizycznej i zmienianie odzieży.	od zimno do bardzo gorąco

Uwaga: Przeciętne stany fizjologiczne odnoszą się do człowieka, który przebywając w spokoju odczuwa wpływ warunków otoczenia jako "komfortowy". Przeciętna, "komfortowa" temperatura skóry waha się od 32,0 do 33,5°C.

W klasyfikacji rozpatrywana jest struktura strumieni strat ciepła z organizmu oraz struktura strumieni bilansu radiacyjnego ciała człowieka.

Każdemu z wyróżnionych biotopoklimatów można przypisać określony poziom parametrów fizjologicznych oraz stopień subiektywnej odczuwalności cieplnej człowieka (tab. 1). W tabeli 1 są zestawione istniejące informacje fizjologiczne z tego zakresu. Są one przydatne przy szczegółowej analizie bioklimatycznych właściwości różnych części terenu.

2. Cechy charakterystyczne zróżnicowania biotopoklimatycznego różnych typów krajobrazu Polski

Mapy biotopoklimatów opracowano dla 7 typów krajobrazu Polski: nadmorskiego, leśno-pojezierskiego, rolniczego dolinnego, rolniczego wysoczyznowego, podmiejskiego, miejsko-przemysłowego i górskiego. Oryginały map zostały wykonane w skali 1:25 000 lub 1:50 000. Na mapach tych, poza grupami i typami biotopoklimatów, mówiącymi o wielkości i strukturze bilansu cieplnego ciała człowieka, zaznaczono też informacje o występowaniu specyficznych cech środowiska, wpływających na walory bioklimatyczne terenu.

W krajobrazie nadmorskim (ryc. 1) w sposób bardzo wyraźny zaznacza się przewaga biotopoklimatów turbulencyjnych oraz pasmowe ułożenie poszczególnych jednostek. Interesująca jest także duża kontrastowość warunków bioklimatycznych na krótkim transekcie od linii brzegowej w głąb lądu. Strefa dużych kontrastów występuje w obrębie i na bezpośrednim zapleczu pasa wydm nadmorskich.

W krajobrazie leśno-pojeziernym (ryc. 2) przeważają biotopoklimaty dyfuzyjne, jednakże, w zależności od wieku, wysokości, zwartości i rodzaju drzewostanu, znajdują się one w różnych grupach biotopoklimatów. Wpływ jezior na warunki bioklimatyczne wnętrza lasów ogranicza się do stosunkowo wąskiej strefy brzegowej.

W krajobrazie dolinnym rolniczym (ryc. 3) biotopoklimaty są różnicowane przez rodzaj podłoża i szaty roślinnej. Liczne - choć niewielkie - podmokłości i łąki zaznaczają się występowaniem biotopoklimatu zmienno-insolacyjnego lub turbulencyjno-refleksowego; w tle tych dwu typów znajduje się biotopoklimat turbulencyjno-insolacyjny.

W krajobrazie rolniczym wysoczyznowym (ryc. 4) zdecydowanie dominuje biotopoklimat turbulencyjno-insolacyjny. W jego tle pojawiają się niezbyt rozległe płyty biotopoklimatu radiacyjno-dyfuzyjnego - związanego z małymi, młodymi laskami sosnowymi oraz turbulencyjno mieszanego - związanego z sadami.

W krajobrazie podmiejskim (ryc. 5) zaznaczają się biotopoklimaty typowe dla zabudowy niskiej tego obszaru. Są to: biotopoklimat transpiracyjno-inso-lacyjny w stosunkowo zwartej zabudowie niskiej, bez większych skupisk drzew, biotopoklimat transpiracyjny mieszany w zabudowie niskiej z licznymi drzewami, oraz biotopoklimat zmienny mieszany w zabudowie pensjonatowej na skraju kompleksu leśnego.

Cechą charakterystyczną krajobrazu miejsko-przemysłowego (ryc. 6) jest ogromna mozaikowość biotopoklimatów. Jest to wynikiem bardzo zróżnicowanego zagospodarowania terenu i rodzaju podłoża oraz licznych przekształceń antropogenicznych.

W prezentowanym fragmencie krajobrazu górskiego (ryc. 7) zaznaczają się dwa typy dolin o kontrastowych warunkach bioklimatycznych: wąskie, głębokie doliny potoków z biotopoklimatami radiacyjnymi oraz szerokie doliny rzeczne z biotopoklimatami turbulencyjnymi. Widać także mozaikę biotopoklimatów dyfuzyjnych kształtujących się w lasach porastających zbocza o różnej ekspozycji.

Przegląd ten nie wyczerpuje wszystkich - nawet typowych dla Polski - krajobrazów. Prezentowane mapy są wynikiem dotychczasowych studiów, które będą kontynuowane, z perspektywą opracowania przeglądowej mapy biotopoklimatów Polski.

3. Wnioski

- Przyjętą w pracy klasyfikację biotopoklimatów, opartą na analizie wielkości i struktury bilansu cieplnego ciała człowieka, można stosować w różnych typach krajobrazu.

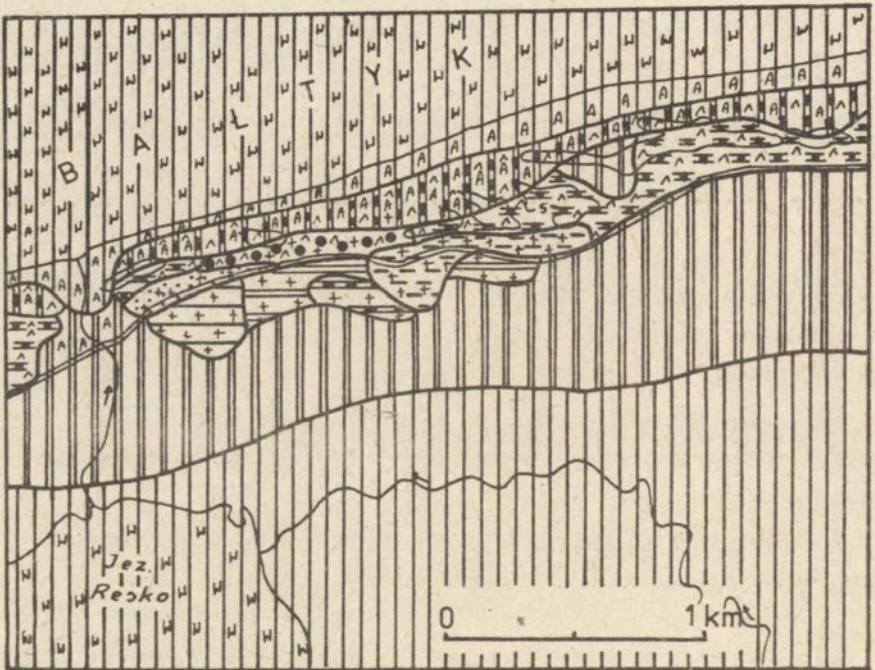
- Zastosowana klasyfikacja pozwala na ujednoczenie bioklimatycznych charakterystyk różnych obszarów, a także informuje o fizjologicznych reakcjach organizmu człowieka.

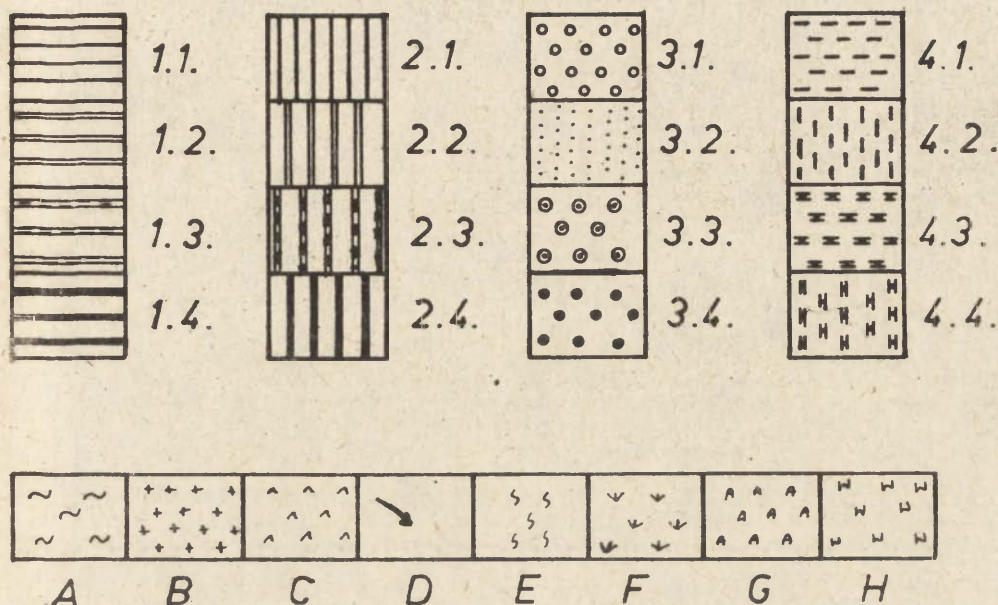
- W przyszłości klasyfikacja ta może być zastosowana do wykonania przeglądowej mapy typów biotopoklimatu Polski.

Literatura

Błażejczyk K., 1984a, Bioklimatyczna klasyfikacja klimatów lokalnych z zastosowaniem do badań uzdrowisk, Czas. Geogr., 55, 4.

- Błażejczyk K., 1984b, Podstawy biotopoklimatycznego kartowania uzdrowisk, Probl. Uzdrow., 1/2.
- Błażejczyk K., 1988a, Klimatologiczno-fizjologiczna charakterystyka wymiany ciepła między człowiekiem a otoczeniem w wybranych typach krajobrazu nizinnego, Przegl. Geogr., 60, 3.
- Błażejczyk K., 1988b, Zróżnicowanie biotopoklimatyczne Ciechocinka, Probl. Uzdrow., 5/6.
- Kozłowska-Szczęśna I. (red.), 1985, Metody badań bioklimatu człowieka, Probl. Uzdrow., 1/2.
- Krawczyk B., 1979, Bilans cieplny ciała człowieka jako podstawa podziału bioklimatycznego Iwonicza, Prace Geogr. IGiPZ PAN, 131.

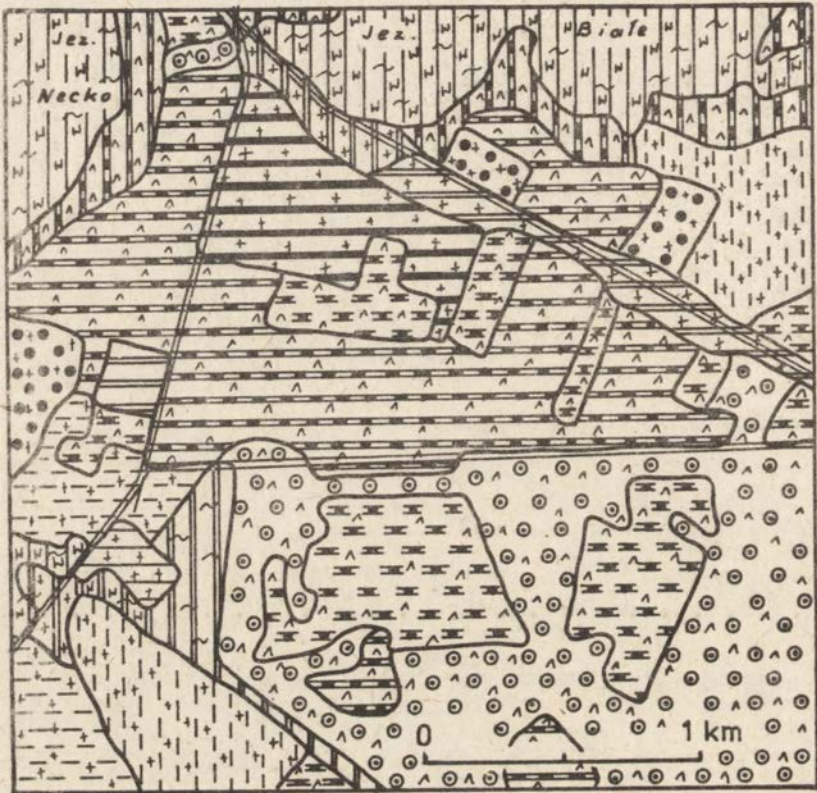




Ryc. 1. Biotopoklimaty krajobrazu nadmorskiego (Dźwierzyno koło Kołobrzega)

Biotopoklimaty: 1.1. - transpiracyjno-refleksowy, 1.2. - transpiracyjno-insolacyjny, 1.3. - transpiracyjno-dyfuzyjny, 1.4. - transpiracyjny mieszany, 2.1. - turbulencyjno-refleksowy, 2.2. - turbulencyjno-insolacyjny, 2.3. - turbulencyjno-dyfuzyjny, 2.4. - turbulencyjny mieszany, 3.1. - radiacyjno-refleksowy, 3.2. - radiacyjno-insolacyjny, 3.3. - radiacyjno-dyfuzyjny, 3.4. - radiacyjny mieszany, 4.1. - zmienny refleksowy, 4.2. - zmienny insolacyjny, 4.3. - zmienny dyfuzyjny, 4.4. - zmienny mieszany.

Specyficzne cechy środowiska geograficznego: A - inwersje termiczne, B - zanieczyszczenie powietrza, C - fitoncydy, D - rynny spływu chłodnego powietrza, E - hałdy, F - podmokłości i bagna, G - aerosol morski, H - zbiorniki wodne



Ryc. 2. Biotopoklimaty krajobrazu leśno-pojeziernego
(Augustów)



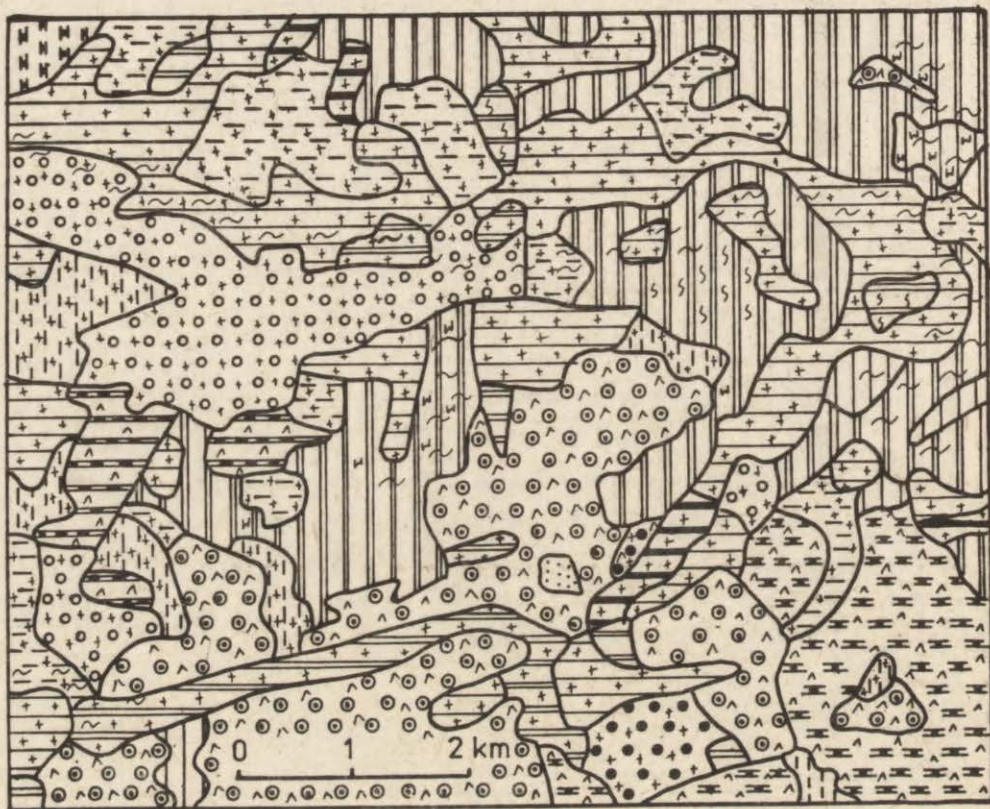
Ryc. 3. Biotopoklimaty krajobrazu rolniczego dolinnego
(okolice Ciechocinka)



Ryc. 4. Biotopoklimaty krajobrazu rolniczego wysoczyznowego (okolice Serocka)



Ryc.5. Biotopoklimaty krajobrazu podmiejskiego (Łomianki)



Ryc. 6. Biotopoklimaty krajobrazu miejsko-przemysłowego
(centrum GOP)



Ryc. 7. Biotopoklimaty krajobrazu górskiego (okolice Muszyny)

НАТАЛИЯ ГВАСАЛИЯ

Институт географии АН Грузинской ССР
Тбилиси

КАРТОГРАФИЧЕСКОЕ ОБЕСПЕЧЕНИЕ КЛИМАТИЧЕСКИХ ГОРНЫХ РАЙОНОВ ГРУЗИИ

На современном этапе развития научно-технического прогресса и в связи с новыми задачами картографического обеспечения географических исследований особую значимость приобретают системно-географические исследования. Они направлены на разработку тематических карт, которые способны отражать временно-пространственные закономерности природных процессов. Картографическое обеспечение это важный и необходимый этап практической ориентации комплексных исследований, что дает возможность рационально использовать природные ресурсы во многих областях народного хозяйства и предотвратить неблагоприятные экологические изменения окружающей среды.

В последние годы большое внимание уделяется совершенствованию и изучению временно-пространственного распределения радиационно-климатических характеристик горных районов. Энергетическое состояние подстилающей поверхности и нижних слоев атмосферы определяет развитие всех природных процессов. Поэтому всестороннее изучение энергетического баланса окружающей среды при сложных орографических условиях позволяет выявить ряд закономерностей и особенностей горного климата.

Представленная работа посвящена региональному изучению горных районов Грузии, территория которой отличается большим разнообразием природно-климатических условий, что вызвано особенностями географического положения, условиями рельефа, циркуляцией атмосферы и др. факторами.

На основании использования климатических материалов и расчетных данных определены величины суммарной радиации, радиационного баланса и индекса сухости, построены карты их географического распределения для территории Грузии,

а также проведены биометеорологические исследования.

В основу данного исследования были положены фактические материалы восьми актинометрических станций с периодом наблюдений (1955–1987 гг.) и 200 метеорологических станций (1936–1987 гг.), расположенных в различных районах Грузии. Использовались также данные непосредственных наблюдений актинометрических и метеорологических наблюдений на сети станций различных территорий горных районов Закавказья, Северного склона Большого Кавказа, Средней Азии, Кавказ, Альп и др.

При выполнении данной работы нам пришлось остановиться на некоторых методических вопросах и для уточнения методики внести некоторые коррективы, принимая во внимание местные климатические особенности в условиях горного рельефа Грузии.

Для оценки радиационных характеристик использовались расчетные методы, разработанные в ГГО. Средние месячные величины по суммарной радиации и радиационному балансу рассчитывались по формуле Т.Г. Берлянд (1961) и И.И. Борзенковой (1965).

Для установления степени точности и применимости вышеуказанных формул было выполнено сравнение расчетных и фактических данных по суммарной радиации, что представлено на рис. 1.

На основании выполненных расчетов была построена схематическая карта распределения суммарной радиации (рис. 2), в качестве географической основы была использована гипсометрическая карта (масштаб 1 : 1 000 000). Для построения были определены вертикальные градиенты изменения суммарной радиации с высотой для двенадцати типовых вертикальных разрезов на различных склонах Большого и Малого Кавказа. На рис. 3 – 4 показаны корреляционные графики различных областей северного и южного склона Большого Кавказа и Малого Кавказа. Как показали наши исследования средние градиенты суммарной радиации меняются от 0,8 до 1,5 ккал/см²год (1 ккал/см² = 41,868 МДж/м²).

Для отдельных районов Грузии по расчетным градиентам определялись высоты, на которых должны были проходить соответствующие изолинии суммарной радиации. Были проведены изолинии 110, 115, 120, 125, 130, 140, 150, 160 ккал/см²год. На исследуемой территории величины суммарной радиации меняются в пределах от 110 до 160 и более ккал/см²год.

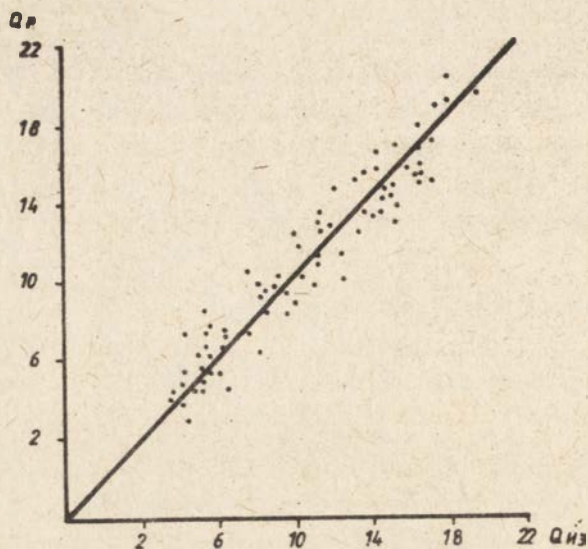


Рис. 1. Сравнение измеренных ($Q_{из}$) и рассчитанных ($Q_{р}$) месячных сумм суммарной радиации (ккал/см²мес.)



Рис. 2. Суммарная солнечная радиация (ккал/см²год)

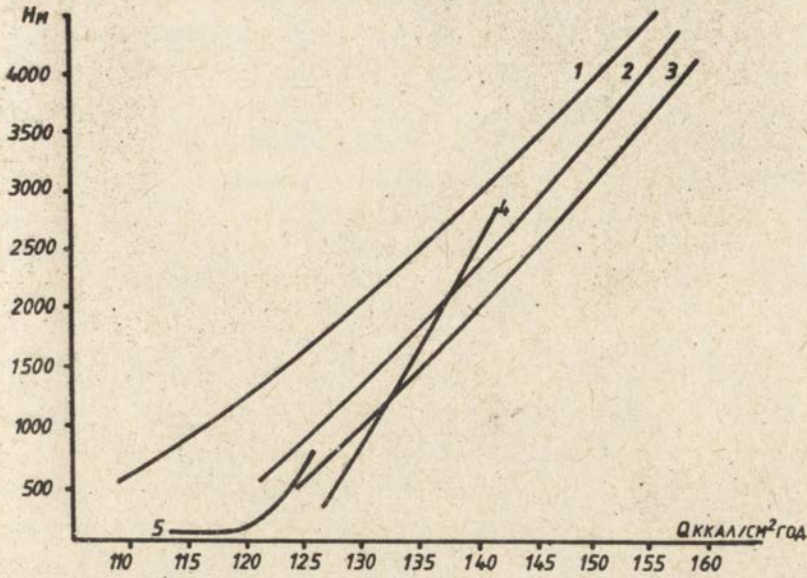


Рис.3. Изменение годовых сумм суммарной радиации в различных областях Б.Кавказа: 1- северный склон зап. и центр. Кавказа; 2- южн. склон зап. Кавказа; 3-4 - южн. склон центр. и вост. Кавказа; 5- Колхида

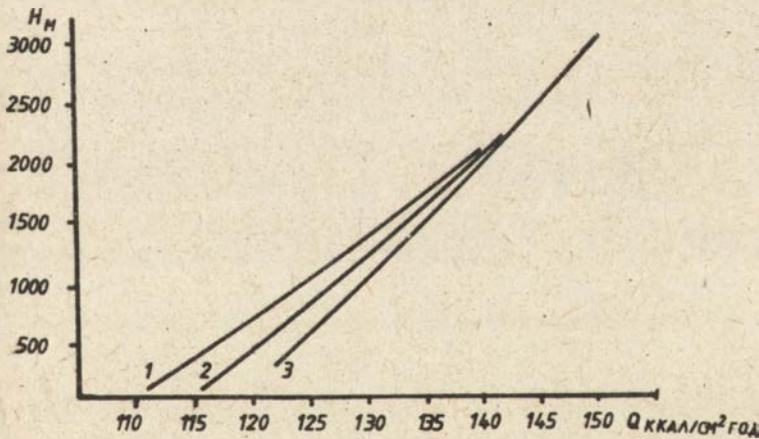


Рис.4. Зависимость годовых сумм от-высоты на Малом Кавказе: 1 - западная часть; 2 - склоны триалетского хребта; 3 - Джавахетское нагорье

Предгорные районы Большого Кавказа получают около 125 – 130 ккал/см²год. Наибольшие значения радиации 152 – 155 ккал/см²год наблюдаются на высотах 3000–3500 м над ур. моря на южном склоне Западного и Центрального Кавказа. По мере продвижения с запада на восток наблюдается увеличение радиации, что обусловлено режимом облачности, продолжительностью солнечного сияния и прозрачностью атмосферы. На северо-западном склоне Аджаро-Имеретинского хребта радиация на высоте 2000 м над ур. моря достигает 140 ккал/см²год, а на Джавахетском нагорье на высотах 2000–2200 м составляет около 150 ккал/см²год. В Восточной Грузии, в Нижне- и Верхне-Картлийской равнине поступает 120–125 ккал/см²год радиации.

Юго-западная часть Колхидской низменности из-за особенностей атмосферной циркуляции и режима облачности получает несколько меньше количества радиации 120 – 115 ккал/см²год и менее, чем Ленкоранская низменность (Азербайджанская ССР) на той же широте (125 – 130 ккал/см²год), что обусловлено местными физико-географическими условиями, расположением данной территории на границе суши и моря. Решающее влияние на уменьшение радиации оказывает близко подходящие к берегу горы, способствуя развитию неустойчивой стратификации, увеличивая облачность и атмосферные осадки, что способствует уменьшению продолжительности солнечного сияния (1815–1958 час).

Наши исследования показали, что на годовое количество получаемой за этот или другой промежуток времени лучистой энергии, существенно влияет географическое положение местности, высота над уровнем моря и циркуляционные процессы. Максимальные значения радиации на всех высотах отмечаются летом, а минимальные – зимой. Однако, нужно отметить, что в приморских районах Абхазии (за исключением юго-западной части Колхиды) приток суммарной радиации составляет 121 – 123 ккал/см²год и превышает приход радиации в приморских районах Украины (Одесса 117,2 ккал/см²год, Евпатория – 120,3 ккал/см²год). Высокогорные районы Средней Азии в условиях более континентального климата и более низких широт получают значительно больше радиации, чем склоны Большого Кавказа.

На основании проведенного анализа выявлены общие закономерности изменения суммарной радиации с высотой. На исследуемой территории значения суммарной радиации с высотой увеличиваются.

Исследования показали, что южный склон Большого Кавказа на всех высотах

получает на 5 - 12 % больше радиации, чем северный склон.

Как известно, интенсивность развития природных процессов и формирование ландшафтных зон определяется радиационным балансом, представляющим собой остаточную радиацию. По фактическим и расчетным данным (для 200 пунктов) была построена карта годовых величин радиационного баланса (рис. 5).

Для построения данной карты определялись зависимости изменения баланса с высотой на различных склонах Большого и Малого Кавказа (рис. 6).

На основании выполненных расчетов были определены вертикальные градиенты баланса, изменяющиеся в зависимости от условий увлажнения от 0,8 до 1,0 ккал/см²год на 100 м поднятия. Изолинии проведены через 5 ккал/см²год с учетом полученных вертикальных градиентов на гипсометрической основе карты (масштаб 1 : 1 000 000).

Полученные данные и выявленные закономерности показывают, что годовые величины баланса с высотой уменьшаются.

Несмотря на увеличение с высотой сумм суммарной радиации, баланс уменьшается в основном за счет увеличения величин альbedo и увеличения периода продолжительности залегания снежного покрова.

Наименьших величин баланс достигает в высокогорных районах Большого Кавказа (менее 18,0 - 5,6 ккал/см²год), а наибольших на Колхидской низменности в прибрежной зоне Абхазии и в Центральном районе низменности на границе суши и моря из-за увеличения поглощенной радиации и уменьшения эффективного излучения.

Летом из-за интенсивности прихода суммарной радиации и выравнивающих летних величин альbedo накапливается значительное количество тепла. Летом намечается увеличение баланса в лесной зоне из-за значительных величин суммарной радиации и меньших значений альbedo (для лиственных лесов составляет 0,15 - 0,20, а хвойных - 0,10 - 0,15). Создаются благоприятные условия для поглощения солнечной радиации.

В зимний период выявленные особенности изменения радиационного баланса оказывают существенное влияние на формирование климата. С увеличением высоты и из-за отрицательных величин баланса (от - 0,3 до - 2,5 ккал/см²год и менее) отмечаются низкие температуры воздуха, что и способствует установлению инверсии в приземном слое. Годовые величины баланса на южном склоне

Большого Кавказа больше, чем на северном.

Известно, что в горных районах из-за особенностей изменения климатических характеристик и влияния циркуляционных процессов наблюдаются соответствующие изменения в зонах растительности и почв. На вертикальную зональность ландшафтных зон значительное влияние оказывает соотношение тепла и влаги.

В работах А.А. Григорьева и М.И. Будыко (1959) было установлено, что размещение природных зон соответствует соотношению годовых величин радиационного баланса к годовым осадкам ($\frac{R}{L_r}$). Радиационный индекс сухости, показатель засушливости дает возможность исследовать интенсивность природных процессов и выявить местные физико-географические особенности, а также установить зависимость высотных поясов от климатических характеристик. Отклонение индекса сухости от единицы в ту или иную сторону изменяет соотношение между теплом и влагой. Излишки тепла и влаги нарушают развитие природных процессов и создают неблагоприятные климатические условия для растительного покрова. Распределение растительности на территории Грузии характеризуется вертикальной зональностью.

Используя годовые суммы радиационного баланса и атмосферных осадков, были выполнены расчеты индекса сухости для 120 пунктов, расположенных в разных ландшафтных зонах исследуемой территории.

Для характеристики пространственного распределения индекса сухости была построена схематическая карта для территории Грузии (рис. 7). В качестве географической основы использовалась гипсометрическая карта (масштаб 1 : 100 000). При построении данной карты были выбраны вертикальные профили (10) изменения с высотой $\frac{R}{L_r}$ по различным физико-географическим областям и определены вертикальные градиенты сухости. На основании расчетных данных получена зависимость $\frac{R}{L_r}$ от высоты места в различных областях Большого и Малого Кавказа. На данной карте были проведены изолинии индекса сухости меньше 0,45 (избыточное увлажнение), 0,50 (значительное), 0,60 (оптимальное), 1,0 (достаточное), 1,50 и более (недостаточное).

Для уточнения границы лесов и древесной растительности на различных высотах и областях были использованы растительные и почвенные карты (Атлас СССР, 1964), Ландшафтная карта Закавказья (1983).



Рис.5. Радиационный баланс земной поверхности (ккал/см² год)

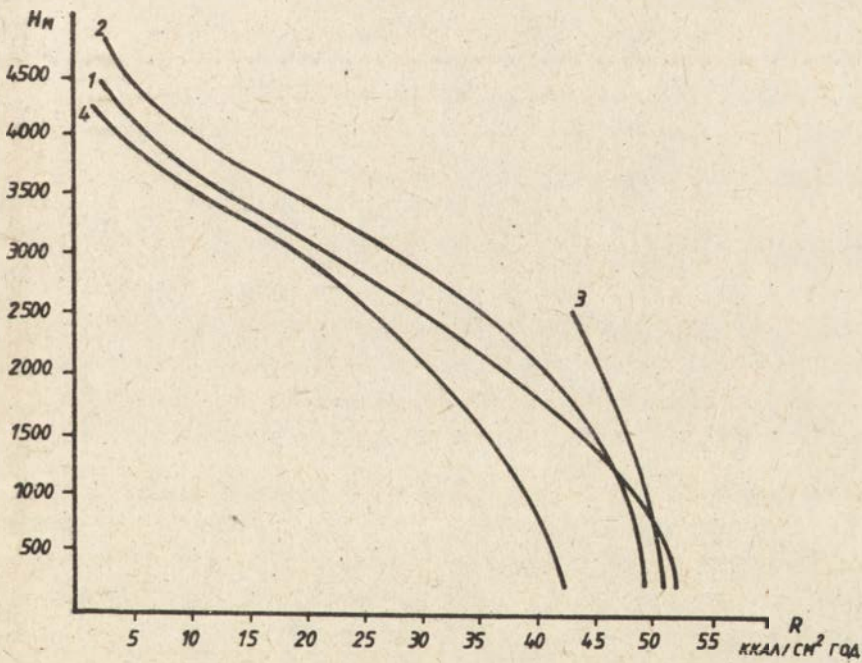


Рис.6. Изменение годовых величин радиационного баланса с высотой: 1- Южный склон зап. Кавказа; 2-3 - южный склон центрального и восточного Кавказа; 4 - северный склон Большого Кавказа



Рис. 7. Радиационный индекс сухости $\frac{R}{Lr}$

Наиболее влажные районы расположены на юго-западной части Колхидской низменности и на южных склонах Западного и Центрального Кавказа (выше 2500 – 3000 м). Наибольшие величины индекса сухости относятся к степным и полупустынным районам.

Изолиния индекса сухости 1,5 проходит на территории Нижне-Картлийской равнины, которая представлена коричневыми и засоленными почвами, на которых развиты растения сухих степей с колючими кустарниками, вдоль рек местами встречаются дубово-грабинниковые леса (Н.Н. Кецховели, 1958). К сухим степям также относятся Иорское мелкоегорье с Гареджи-Эльдарской частью с бородачевыми растениями, которые сформированы на бурых, серо-бурых и засоленных почвах. Из-за сухости климата в данном районе необходимо проведение мелиоративных работ.

Проведенное сопоставление карты индекса сухости с геоботаническими и почвенными картами показало, что границы геоботанических зон хорошо согласуются с климатическими характеристиками. Области с индексом сухости 0,45 и меньше соответствует альпийским лугам (выше 2200 м), которые охватывают большую территорию южного склона Большого Кавказа. В данной зоне представлены альпийские растения на горно-луговых почвах.

Характерным для этой зоны является значительное количество годовых величин атмосферных осадков (2000 мм и больше) и недостаточное количество радиационного баланса ($15-10$ ккал/см²год и менее).

На южном склоне Большого Кавказа для развития природных процессов наиболее благоприятные условия наблюдаются на высотах 1500 - 2000 м.

Изолиния индекса, равная единицу, проходит на южном склоне Западного Кавказа, на высотах 1000 - 14000 м, а в центральном районе Большого Кавказа на высотах 1800 - 2000 м.

На склонах Западного Кавказа изолиния 0,60 расположена на высотах 500 - 600 м, которая представлена Колхидской растительностью на желто-бурых и перегнойно-карбонатных почвах. На высотах 1000 - 1500 м из-за достаточно высокой влажности, радиационного баланса ($50 - 45$ ккал/см²год) и турбулентного обмена ($20,0$ ккал/см²год) создаются благоприятные условия для развития лесов. На высотах от 700 - 1000 до 1500 м встречаются каштановые и буковые леса. Буково-темнохвойные леса расположены от 1500 до 1800 м на оподзоленных бурых лесных почвах (Д.Б. Уклеба, 1983).

На склонах Центрального Кавказа на высотах 1000 - 1600 м $\frac{R}{L_r}$ леса (граб, дуб, бук), местами встречаются темнохвойные леса (бассейн реки Лиахви).

Из-за значительного увлажнения на склонах Восточного Кавказа создаются оптимальные условия для развития грабово-дубовых лесов, что обусловлено орографическими условиями и влиянием циркуляционных процессов (Ш.И. Джавахишвили, 1981). В этой зоне индекс колеблется в пределах от 0,60 до 1,0.

В значительно увлажненной зоне широколиственные леса имеют субтропический характер.

Изолиния индекса сухости 1,0 проходит на склонах Аджаро-Месхетского хребта (на высотах 1300 - 1500 м), захватывая склоны Триалетских и Средне-Храмских хребтов. В данной области представлены темнохвойные леса и горно-луговые ландшафты.

Джавахетское нагорье представлено горными степями, на высокогорье развит субальпийская растительность на горно-луговых черноземновидных почвах.

Размещение различных видов растений в зависимости от орографических условий и отношения тепла и влаги, дает возможность выявить влияние внешних условий на развитие биокomпонентов в различных природных зонах.

В последние годы в связи с изменениями социального и экономического характера проблема освоения природных ресурсов горных районов стала еще более актуальной. При решении ряда прикладных задач и для освоения новых перспективных горных районов нами было выполнено биометеорологическое районирование территории Грузии учитывая весь комплекс физиологических, метеорологических и радиационных факторов, действующих на организм человека. Было выделено восемь зон с определенными климатическими условиями относительно теплоощущения человека. Выделенные зоны хорошо согласуются с природными зонами.

Таким образом, полученные закономерности изменения климатических характеристик, а также выявленные соотношения тепла и влаги различных ландшафтных зонах играют значительную роль для познания физико-географических процессов, регулирования окружающей среды и сохранения экологического равновесия в природе.

Л и т е р а т у р а

Атлас Грузинской ССР 1964 - Тбилиси - Москва .

Берлянд Т.Г., 1961, Распределение солнечной радиации на континентах, Гидрометеоиздат, Ленинград .

Борзенкова М.М., 1965, К методике расчета суммарной радиации для условий горного плато, труды Г.Г.О. вып. 179, Ленинград .

Григорьев А.А., Будыко М.И., 1959, Классификация климатов СССР, Изв. АН СССР, сер. геогр., № 3.

Джавашвили Ш.И., 1981, Атмосферные осадки на территории Грузии, Тбилиси .

Кецховели Н.Н., 1959, Растительный покров Грузии, Изд. АН Г.ССР, Тбилиси .

Ландшафтная карта Закавказья, 1983, Г.У.Г.К.

Уклеба Д.Б., 1983, Антропогенные ландшафты Грузии, Мецниреба, Тбилиси.

М.С. КОРОШИНАДЗЕ

Институт географии

им. Вахушти Багратиони АН ГССР

Тбилиси

МОРФОМЕТРИЧЕСКИЕ КАРТЫ, ОСНОВА ОЦЕНКИ КЛИМАТИЧЕСКИХ РЕСУРСОВ

В настоящее время в различных отраслях географической науки при изучении рельефа горных стран широко применяются количественные методы исследования, в частности, с целью экологического прогнозирования и подсчета экономического эффекта климатических ресурсов. Поэтому нами выбраны точные методы морфометрического изучения территории применительно к решению климатических вопросов на топооснове в виде: карт экспозиции склонов и углов наклона с учетом физической (реальной) поверхности.

При составлении морфометрических карт равнинных территорий выявленные микроклиматические закономерности позволяют распространить имеющиеся результаты на сравнительно большие площади не охваченные специальными наблюдениями, но при таком сложном рельефе, как исследуемый нами район, трудно установить закономерности для отдельных участков, более отдаленных регионов.

Для равнинных регионов в настоящее время имеется система таблиц микроклиматической изменчивости следующих метеорологических элементов: прямой солнечной радиации, различных термических характеристик воздуха, скорости ветра, увлажнения почвы, испарения и некоторых других.

Микроклиматическая изменчивость приурочена к определенным формам рельефа, встречающимся в различных вариациях и картографы, составляя морфометрические карты этих форм предоставляют возможность климатологам развернуть исследования по оценке микроклиматических ресурсов, избавляя их от необходимости построения морфометрических карт собственными силами.

С целью выявления климатических ресурсов в пределах территории, на основе топографических карт, были составлены карты экспозиции склонов и

уклонов рельефа, была вычислена физическая поверхность. Это послужило обоснованием устойчивости ПТК горных склонов в условиях интенсивного развития геоморфологических процессов.

Исследуемая территория по природным условиям принадлежит к "высокогорным" категориям по всем признакам, как по гипсометрии, так и по сложности рельефа и климата. Территория расположена в основном от 800 до 3600 метров и выше над уровнем моря, что создает основные трудности.

При изучении горного климата необходимо учитывать влияние орографических условий: крутизны, экспозиции склонов, степени закрытости горизонта и физической поверхности. Многообразие горных регионов объясняется большим различием между количеством радиации, поступающей на различно ориентированные склоны.

В задачу нашей работы входит оценка влияния орографических факторов на режим климатических характеристик. Этому вопросу посвящены работы К.Я. Кондратьева (1955), П.А. Айзенштадта (1962), О.А. Дроздова (1952), А.Ф. Захаровой (1959), И.И. Борзенковой (1967), Е.Н. Романовой (1977) и др.

При климатических исследованиях, на основе топографических карт масштаба 1 : 100 000 были проведены морфометрические работы. Были составлены карты экспозиции склонов и углов наклона территории площадью 5077,55 км² - 7,36 % территории республики, с учетом всех бассейнов рек, протекающих по ней и их положение в пространстве, входящих в нее форм и закономерностей распространения их внутри комплекса.

Первым этапом работы является правильный выбор масштаба топоосновы, пригодной для различных практических задач.

На морфометрической карте масштаба 1 : 100 000, с учетом всех форм рельефа, внутри комплекса и экспозиции склонов стало возможным картирование различных метеорологических элементов, с количественным учетом их климатических вариаций по площади. Климатическое картирование с учетом рельефа, позволяет с большой степенью достоверности отразить микроклимат территории. При решении ряда климатических вопросов и практических задач оценки климатических и аэроклиматических ресурсов совершенно справедливо работать именно на такой основе и выявить все необходимые климатические возможности, проследить за изменением элементов климата на сравнительно больших территориях.

Следующим этапом работы является подбор градации шкалы, которая отражает все компоненты рельефа и отдельных климатических участков в целом. По выбранной градации: $1-5^{\circ}$, $5-10^{\circ}$, $10-20^{\circ}$, $20-30^{\circ}$, $30-40^{\circ}$ и более 40° были определены углы наклона в каждой точке территории. По составленной карте с помощью точечной полетки измерялись суммарные площади контуров с различными углами наклона и процент занимаемой площади и площади занимаемые ледниками и озерами. По ним можно выявить климатические закономерности и составить таблицу климатической изменчивости любых метеорологических элементов (таблица 1).

Таблица 1
Расчлененность орографических элементов по уклонам

Форма рельефа	Реальная площадь в км ²	% от общей площади	Площадь в проекции	% от общей площади	Превышение физической поверхности над реальной
Озера	—	—	2,74	0,05	—
Ледники	285,16	4,55	123,95	2,44	161,20
Склоны крутизной:					
$0-5^{\circ}$	1709,81	27,26	1609,61	31,70	100,20
$5-10^{\circ}$	1334,03	21,43	1233,12	24,29	110,90
$10-20^{\circ}$	865,55	13,80	724,45	14,27	141,10
$20-30^{\circ}$	893,42	14,24	568,02	11,19	162,70
$30-40^{\circ}$	605,97	9,66	431,87	8,51	174,10
$> 40^{\circ}$	568,68	9,06	383,79	7,56	184,90
в целом	6272,62	100,00	5077,55	100,00	1035,10

Составленная нами карта углов наклона содержит комплекс морфометрических показателей необходимых для освещения микроклиматических ресурсов, что чрезвычайно важно.

Исследования показали, что пологие склоны любой экспозиции освещаются лучше, чем крутые. Южные склоны крутизной 10° получают больше тепла, чем северные склоны и горизонтальная поверхность. Наиболее благоприятные по приему тепла склоны крутизной 40° ориентированные на юго-запад или юго-восток.

Переходим к следующему этапу исследования вычисления физической поверхности района. Размер площади физической поверхности рельефа наиболее полно

характеризует его основные морфометрические данные и имеет самостоятельное значение.

Физическую поверхность отдельных регионов можно рассмотреть в качестве важных морфометрических показателей этих территорий и использовать для количественной характеристики пластики современного рельефа, подсчета горизонтальных осадков, испарений, абляции ледников, вычисления количества солнечной радиации, более точного определения площади летних пастбищ высокогорных районов, а также для разрешения других практических и теоретических проблем в области инженерной геологии, гидрологии, климатологии, биологии и в сельском хозяйстве.

Однако, ввиду трудоемкости процесса вычисления указанного показателя редки. Аналогичная работа нами проведена по Северо-Западной части Грузинской ССР (1974) с целью выявления типов рельефа данной территории 1) для структурно-геоморфологического анализа в поисках полезных ископаемых в ГССР 2) при составлении Генерального плана орошения республики. Этот же метод использован в данном случае при климатических исследованиях.

Вычисления площади физической поверхности рельефа осуществлены путем внесения поправок в площадь горизонтальной проекции форм рельефа за наклон склонов и их высоту над поверхностью уровня океана $P_0 = P \left(1 + \frac{2H}{R}\right) \sec \alpha$ где P_0 - площадь физической поверхности, P - площадь поверхности горизонтальной проекции, α - угол наклона ее к горизонту, $\left(1 + \frac{2H}{R}\right)$ - поправка физической площади данной поверхности за высоту над уровнем океана.

Как показали результаты вычисления, площадь физической поверхности района на 1035,10 раз превышает его площадь в горизонтальной проекции, что особенно существенно для горных стран и территории со значительными вертикальными и горизонтальными расчленениями.

В таблице 1 мы приводим результаты наших вычислений площади физической поверхности района.

Нами составлена также вторая карта района - склонов экспозиции, которая является первой попыткой в республике исследования по ней климатических ресурсов. Карта была составлена в том же масштабе, что и карта уклонов рельефа (1 : 100 000), где были определены следующие параметры: общая площадь участка, скалы, дно долин, экспозиции: северные, южные, западные, восточные, плоские водоразделы и ледники (таблица 2).

Таблица 2

Морфометрические показатели по карте экспозиции склонов

Форма рельефа	Площадь в проекции	% от общей площади
Ледники	123,95	2,44
Плоские водоразделы	1645,54	32,43
Дно долин	487,51	9,62
Экспозиции:		
северный	425,49	8,38
южный	533,53	10,59
западный	572,31	11,27
восточный	893,32	17,59
в целом:	5077,55	100,00

О.А. Дроздовым разработана таблица распределения суточной суммы радиации при ясном небе, где различие в суточных суммах радиации между северными и южными склонами составляет 5 – 12 % в зависимости от крутизны.

Наиболее неблагоприятными условиями освещенности характеризуются вогнутые формы рельефа, куда из-за затененности долин поступает малое количество радиации. На основании выполненных расчетов, при ясном небе, за год, южный склон крутизной 10° и 30° получает на 10 – 20 % больше суммарной радиации, чем горизонтальная поверхность. Наибольшие различия в приходе радиации между северными и южными склонами отмечаются в зимние месяцы, а летом разница сглаживается. При облачности приход радиации зависит только от крутизны склонов. Склоны крутизной 30° при полной облачности получают столько же радиации, как и горизонтальная поверхность.

Расчетные данные по склонам показали, что средние месячные разности температур почва – воздух северными и южными склонами увеличиваются с высотой, что сильно сказывается на растительном покрове, а также на ряде биохимических процессов, что и приводит, со своей стороны, к формированию различных типов ландшафта. По исследованиям разница в температурах воздуха между склонами северной и южной экспозиции составляет 5 – 8° . Радиационный баланс противоположных склонов резко отличаются.

Ослабление радиации из-за закрытости горизонта зависит от форм рельефа (котловина, долина). По исследованиям Заубера радиация наиболее теряется в котловинах (5 - 7 %) при углах закрытости до 20° , а при закрытости горизонта более 20° ослабление радиации весьма значительно. Вопрос о влиянии экспозиции и закрытости горизонта на приход радиации для горных стран требует основательного исследования.

Следовательно, данные о приходе радиации к различным ориентированным наклонным поверхностям необходимы для решения многих практических задач в народном хозяйстве.

Таким образом, морфометрические карты, в основном, отображают выводы и результаты интерпретации, а фактический материал не картируется, что резко ограничивает возможность их использования.

Л и т е р а т у р а

- Айзенштадт Б.А., 1962, Радиационный режим, тепловой баланс и микроклимат горной долины, Изв. АН СССР, сер. географ. и геофиз., т. 15, № 1.
- Борзенкова И.И., 1967, О некоторых закономерностях вертикальной географической зональности, Труды ГГО, вып. 179, Ленинград.
- Дроздов О.А. (ред.), 1952, Курс климатологии, Ленинград.
- Захарова А.Ф., 1959, Радиационный режим северного и южного склонов в зависимости от географической широты, Ученые записи Л.Г.У., № 269.
- Кондратьев К.Я., 1955, Лучистый теплообмен в атмосфере, Гидрометеиздат, Ленинград.
- Романова Е.Н., 1977, Микроклиматическая изменчивость основных элементов климата, Гидрометеиздат, Ленинград.

JERZY TRAPP, ANDRZEJ WYSZKOWSKI

Katedra Hydrologii i Klimatologii
Uniwersytet Gdański
Gdańsk

SPECYFIKA WARUNKÓW KLIMATYCZNYCH ŻUŁAW WIŚLANYCH

Żuławy Wiślane są regionem o powierzchni prawie idealnie płaskiej, wysokościach bezwzględnych zmieniających się w granicach od 10 m n.p.m. do -1,8 m p.p.m. Delta Wisły od zachodu, południa i wschodu otoczona jest silnie kontrastującymi z nią, pod względem hipsometrycznym, wysoczyznami młodoglacjalnymi Pojezierza Pomorskiego i Mazurskiego oraz Wysoczyzny Elbląskiej. Od północy, od strony Zatoki Gdańskiej, oddziela Żuławy tylko wąski pas niewysokich wydmy Mierzei Wiślanej.

Takie położenie Żuław Wiślanych wpływa na pewną odrębność panujących tu warunków klimatycznych w stosunku do sąsiednich regionów. Dlatego, w niektórych regionalizacjach klimatycznych Polski, Żuławy wydzielane są jako osobna kraina klimatyczna (Romer 1949; Kwiecień, Taranowska 1974). W innych podziałach Polski na krainy klimatyczne, Żuławy były włączane do większych jednostek (np. R. Gumiński zaliczył je do tzw. dzielnicy zachodnio-bałtyckiej, a W. Okołowicz do subregionu B-12, obejmującego tzw. Pobrzeże Bałtyckie).

W niniejszym opracowaniu przedstawiono wstępne wyniki badań nad specyfiką warunków klimatycznych Żuław Wiślanych, bazujące głównie na wieloletnich materiałach archiwalnych z lat 1956-1985. Wykorzystano dane z 11 posterunków klimatologicznych. Pięć z nich zlokalizowanych było na Żuławach, a pozostałych 6 w regionach do nich przyległych. Ponadto, w analizie stosunków pluwiometrycznych, wykorzystano dane z 28 posterunków opadowych, z których na Żuławach położonych było 12 (ryc. 1).

W latach 1956-1985 sieć posterunków meteorologicznych ulegała częstym zmianom. Niektóre z nich były likwidowane, inne natomiast zmieniały swoją lokalizację. Największe straty wynikają z likwidacji posterunków klimatycznych w Starym Połu i Tczewie. Pierwszy z nich posiada jedynie 15-letnią serię po-

miarową, z okresu 1956-1970. Z kolei posterunek w Tczewie, po 15 latach obserwacji, również w okresie 1956-1970 i po 6-letniej przerwie, wznowił swoją działalność w 1976 r., z tym że nastąpiła zmiana jego lokalizacji (Lisewo).

Podobnie niekorzystne zmiany w sieci obserwacyjnej odnotowano także w odniesieniu do posterunków opadowych. Ponadto, w materiałach archiwalnych występowały luki dochodzące do kilku, a nawet kilkunastu miesięcy. Wszystko to spowodowało, że konieczne było zweryfikowanie zbioru danych, jego uzupełnienie oraz sprawdzenie jednorodności ciągów pomiarowych. W pierwszej kolejności, stosując metody redukcji ciągów, uzupełniono wartości średnioroczne, a następnie średnie miesięczne. W dalszej kolejności, stosując testy t-Studenta i Abbye'go, oszacowano jednorodność serii pomiarowych, zwracając szczególną uwagę na dane z tych posterunków, które w latach 1956-1985 bądź zmieniały swoją lokalizację, bądź też miały znaczne luki w materiale obserwacyjnym. Następnie wyrównano ciągi pomiarowe. W ten sposób dla większości posterunków otrzymano porównywalne serie pomiarowe. Nie udało się, niestety, otrzymać jednorodnych ciągów dla posterunku w Tczewie. Zerwanie jednorodności, w wyniku zmiany lokalizacji tego posterunku, uniemożliwiło wyrównanie ciągów średnich wartości miesięcznych. Negatywny wynik prac nad wyrównaniem serii pomiarowych uzyskano także dla 4 posterunków opadowych. W konsekwencji, w opracowaniu prezentowane są wyniki badań opartych na materiałach archiwalnych pochodzących z dwóch okresów, tj. 1956-1970 i 1956-1985. Pierwszy z nich uwzględnia dane ze wszystkich posterunków meteorologicznych, zaś drugi, dłuższy tylko te spośród nich, które posiadają serie jednorodne z całego 30-lecia.

Analiza warunków klimatycznych, oparta na wartościach średnich miesięcznych, potwierdziła opisywaną w literaturze (J. Moniak 1948; J. Paszyński 1976) odrębność Żuław Wiślanych. W odniesieniu do temperatury powietrza jest to obszar nieznacznie cieplejszy od otaczających go regionów (ryc. 2-4). Przebieg izoterm wskazuje na wpływ rzeźby regionów otaczających na zmienność przestrzenną temperatury powietrza Żuław. Różnice w przebiegu izoterm lipca i stycznia uwidaczniają ponadto generalne prawidłowości rocznej zmienności temperatury w Polsce. Stąd, w styczniu, wyraźnie zaznacza się spadek temperatury na wschodnich i południowych rubieżach Żuław, natomiast w lipcu ujawnia się zmniejszanie temperatury powietrza na styku Żuław i Pojezierza Pomorskiego.

W świetle materiałów wieloletnich, bardzo słabo uwidacznia się zróżnicowanie przestrzenne wilgotności względnej powietrza (ryc. 5).

Analiza wartości średnich miesięcznych prędkości wiatru i zachmurzenia wskazuje na ich wyraźne zróżnicowanie przestrzenne w obrębie omawianego regionu. Najwyższe średnie roczne i miesięczne wartości prędkości wiatru wystąpiły w północnej części Żuław, najniższe natomiast w tych fragmentach Żuław Gdańskich, które bezpośrednio sąsiadują z Pojezierzem Pomorskim (ryc. 6-8). Na szczególną uwagę zasługują małe prędkości wiatru w rejonie Tczewa. Mogły być tego dwie przyczyny. Pierwsza z nich to błędy wynikające z nieprawidłowej lokalizacji anemometru lub złej techniki pomiarowej. Co prawda posterunek w Tczewie już nie istnieje, jednakże sprawdzenie metryczki posterunku oraz zbadanie jednorodności serii pomiarowej z lat 1956-1970 pozwalają ją odrzucić. Drugiej przyczyny wyraźnie niższych prędkości wiatru w Tczewie można doszukiwać się w szczególnie dużym przesłonięciu tej części Żuław Wiślanych przez wzniesienia Pojezierza Pomorskiego, zarówno od strony zachodniej, jak i północno-zachodniej.

W rozkładzie średnich rocznych i miesięcznych wartości zachmurzenia zaznacza się wyraźny ich wzrost we wschodniej części Żuław (ryc. 9-11). Na względnie wysokie zachmurzenie tego fragmentu delty Wisły decydujący wpływ wywiera sąsiedztwo Wysoczyzny Elbląskiej. W położonym na jej zachodnim skłonie Elblągu, obserwuje się wyjątkowo wysokie, w skali kraju, pokrycie nieba przez chmury. Na tę specyficzną cechę klimatu Elbląga zwrócił uwagę W. Warakowski już w 1961 r., podkreślając duży udział chmur kłębiastych.

Przedstawiony obraz stosunków nefologicznych Żuław Wiślanych, w pewnym stopniu znajduje swoje odzwierciedlenie w rozkładzie przestrzennym opadów atmosferycznych. Najwyższe ich sumy średnie roczne występują we wschodnich i południowo-wschodnich fragmentach Żuław Elbląskich. Najniższe wartości zanotowano w południowej części Żuław Gdańskich. Charakterystyczne jest występowanie znacznych różnic w rocznych sumach opadów na poszczególnych stacjach. W obrębie Żuław przekraczają one 100 mm (ryc. 12-14). Jeszcze większe są różnice pomiędzy średnimi sumami rocznymi opadów atmosferycznych na Żuławach i w regionach sąsiednich. W skrajnym przypadku przekraczają one nawet 200 mm. Generalnie stwierdza się wyraźny wzrost sum opadów wraz ze wzrostem wysokości nad poziom morza. Stąd sumy roczne opadów dochodzących do powierzchni Żuław są niższe od otrzymywanych przez sąsiednie wzniesienia młodoglacjalne.

Oparte na analizie przebiegu izolinii wnioskowanie o odrębności klimatycznej Żuław oraz różnica pomiędzy poszczególnymi ich fragmentami, wymaga potwierdzenia metodami ilościowymi. W tym celu przeprowadzono badania struk-

tury statystycznej wybranych pól meteorologicznych. Za J. Pruchnickim (1987) przyjęto, że: "w przypadku jednorodności pola, wartość średnia i wariancja charakterystyki f , w każdym punkcie pola są jednakowe, a wartości funkcji strukturalnej i korelacyjnej zależą wyłącznie od odległości pomiędzy punktami pomiarowymi".

Zakładając, że idealna jednorodność i izotropowość pól meteorologicznych, w odniesieniu do tak dużego obszaru jakim są Żuławy, jest warunkiem niemożliwym do spełnienia, na podstawie wyników analizy średnich i wariancji charakterystyk temperatury, wilgotności względnej powietrza i zachmurzenia, można przyjąć quasi jednorodność ich pól na obszarze Żuław Wiślanych.

Jako metodę weryfikującą te wyniki przyjęto test dla dwóch niezależnych prób o różnych wariancjach (Norcliffe 1986). Zbiór 2 posterunków meteorologicznych przekształcono w graf płaski, poprzez połączenie krawędziami stacji sąsiednich. Test przeprowadzono dla każdej pary stacji uznanych za sąsiednie. Mimo zastrzeżeń jakie można mieć, ze względu na ograniczenia interpretacyjne, do tego typu testu, należy przyjąć, że każdorazowe przekroczenie wartości krytycznej testu wskazuje na konieczność odrzucenia hipotezy o jednorodności pola. Takie przypadki odnotowano przy analizie średnich i wariancji temperatury i wilgotności względnej powietrza oraz zachmurzenia pomiędzy posterunkami "żuławskimi", a pozostałymi zlokalizowanymi w regionach sąsiednich. Podobne wyniki uzyskano w trakcie badań nad izotropowością pól temperatury, wilgotności względnej powietrza i zachmurzenia.

Nieco inaczej przedstawiają się wyniki prac nad strukturą statystyczną pola wiatru. Zdecydowane zaburzenie jednorodności tego pola stwierdzono porównując średnie i wariancje prędkości wiatru Iczewa i sąsiednich "żuławskich" posterunków klimatycznych.

Ze względu na małą liczbę posterunków klimatycznych, zlokalizowanych na Żuławach, wyniki prac nad strukturą statystyczną pól omawianych elementów meteorologicznych nie pozwalają na jednoznaczną odpowiedź na pytanie, czy Żuławy Wiślane mogą być traktowane jako jednorodne i izotropowe pole temperatury, wilgotności względnej powietrza i zachmurzenia. Nie jest możliwe także wyznaczenie granic pól o w miarę jednoznacznej strukturze. Taka szansa zaistniała w przypadku badań nad strukturą pola opadów atmosferycznych. Wystarczająco gęsta sieć posterunków opadowych pozwoliła na podjęcie próby wyznaczenia granic pluwiometrycznych Żuław Wiślanych oraz podziału regionu na jednostki mniej-

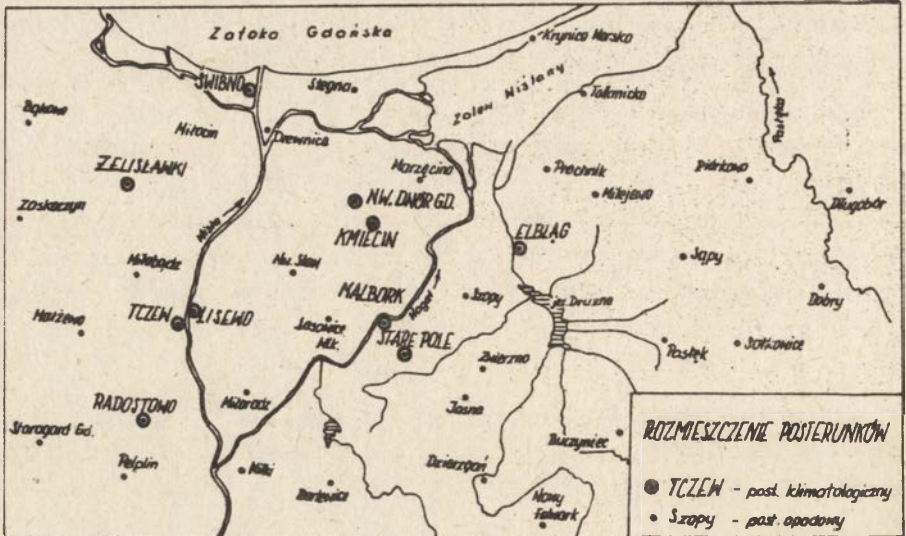
sze. Zastosowano te same metody, co w przypadku pozostałych elementów, z tym, że przyjęto 3 poziomy istotności testu, tzn. 0.95, 0.90 i 0.80.

W pierwszym etapie prac założono poziom istotności 0,95, wychwytyjąc te pary posterunków, które nie spełniały warunków testu. W takich sytuacjach dzielono krawędź grafu, łączącą oba sąsiednie posterunki na połowę, a przez punkty wyznaczone w ten sposób prowadzono granicę pola. W następnych etapach łagodzono kryteria, schodząc na niższe poziomy istotności. W efekcie uzyskano granice pluwiometryczne regionu oraz jednostek rzędu niższego (ryc. 15). W obrębie tak wyznaczonych granic znajdują się pola spełniające warunki ich jednorodności.

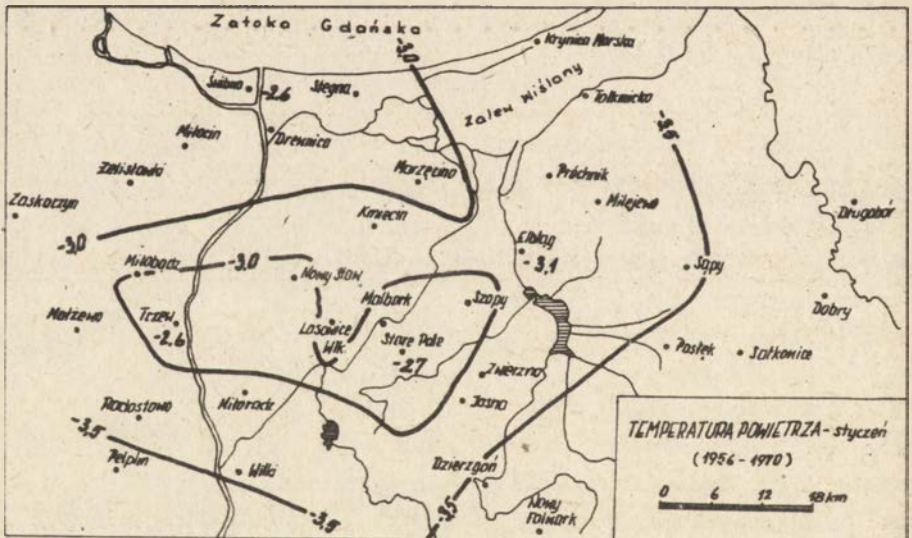
Wyniki przeprowadzonych badań nad klimatem Żuław Wiślanych, opartych na materiałach wieloletnich, pozwalają jedynie na sformułowanie wniosków ogólnych, dostosowanych do przyjętej skali czasowej i przestrzennej. Badania w skalach szczegółowych uwidaczniają niekiedy stosunkowo duże zróżnicowanie przestrzenne warunków klimatycznych Żuław. Tezę tę potwierdzają między innymi wyniki pomiarów temperatury powietrza. Względnie duże zróżnicowanie przestrzenne temperatury powietrza na Żuławach sygnalizuje także zdjęcie satelitarne w skali 1:100 000, wykonane ze sputnika LANDSAT "Thematic Mapper" w dniu 26 maja 1987 r., w godzinach okołopołudniowych.

LITERATURA

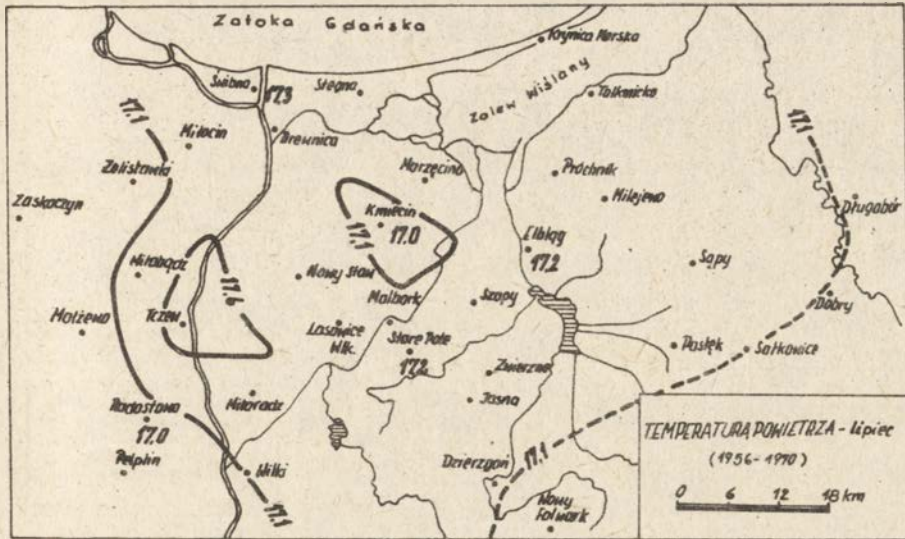
- Kwiecień K., Taranowska S., 1974, Warunki klimatyczne, w: Studium geograficzno-przyrodnicze i ekonomiczne woj. gdańskiego, GTN, Gdańsk.
- Moniak J., 1948, Znaczenie klimatu delty Wisły dla zagadnień gospodarczych, Przegl. Geogr., 21, 3-4.
- Norcliffe G.B., 1986, Statystyka w geografii, PWN, Warszawa.
- Paszyński J., 1976, Niektóre zagadnienia klimatu Żuław, w: Żuławki Wiślane, GTN, Gdańsk.
- Pruchnicki J., 1987, Metody opracowań klimatologicznych, PWN, Warszawa.
- Romer E., 1949, Regiony klimatyczne Polski, Wrocław.
- Trapp J., Wyszkowski A., 1988, Sprawozdanie z realizacji II etapu RPBR 28.1.C. 11.02.01, pt.: "Określenie wartości niektórych elementów bilansu cieplnego i wodnego", UG, Gdańsk (masz.).
- Warakowski W., 1961, Częstotliwość występowania rodzajów chmur w Polsce w okresie 1950-1959, Annales UMCS, sec. B, VI, 8.



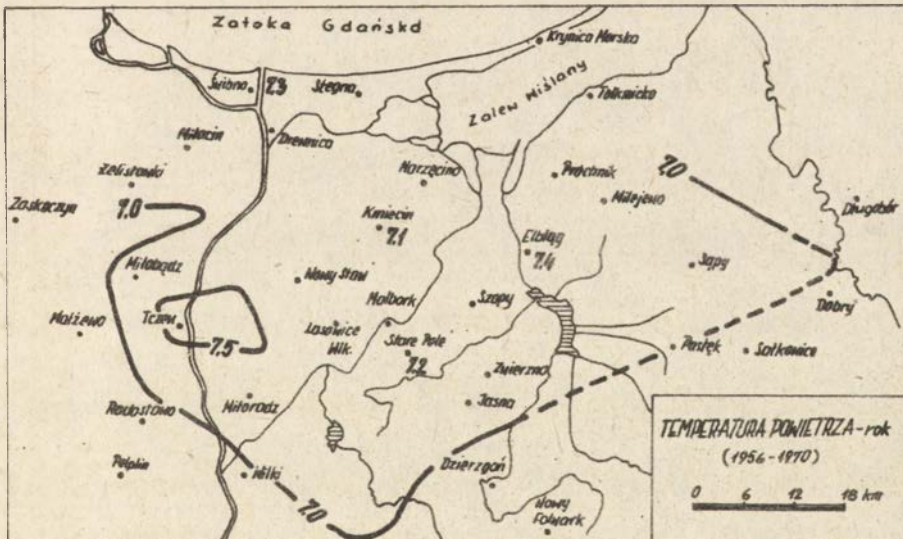
Ryc. 1. Żuławy - rozmieszczenie posterunków meteorologicznych



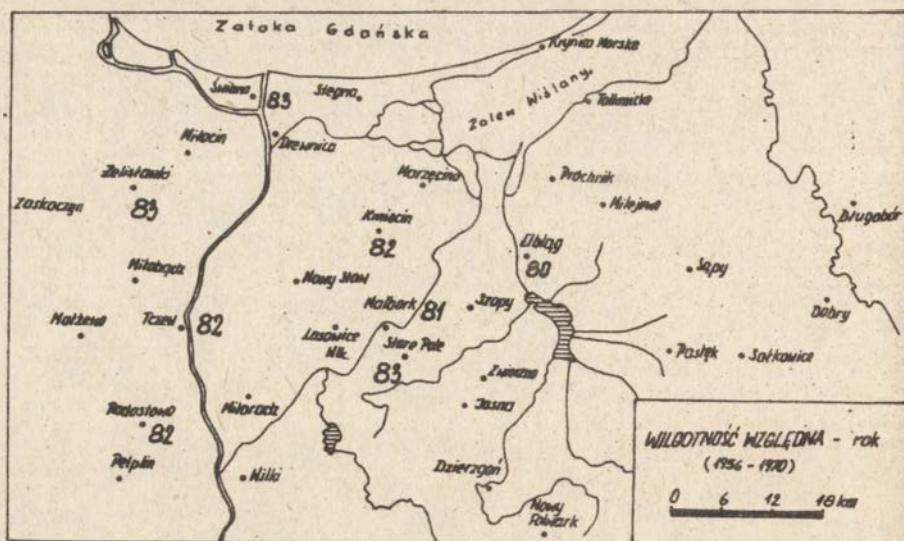
Ryc. 2. Średnia temperatura powietrza ($^{\circ}\text{C}$) w styczniu



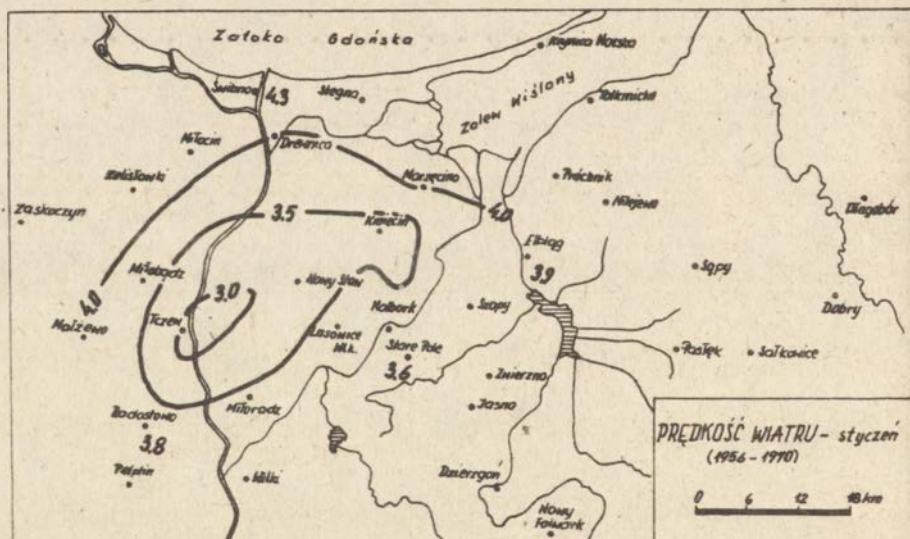
Ryc. 3. Średnia temperatura powietrza (°C) w lipcu



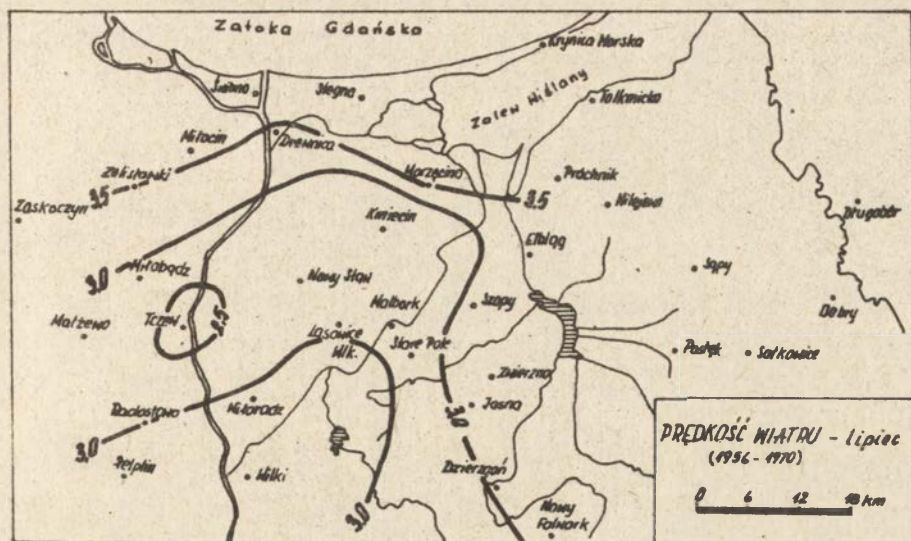
Ryc. 4. Średnia roczna temperatura powietrza (°C)



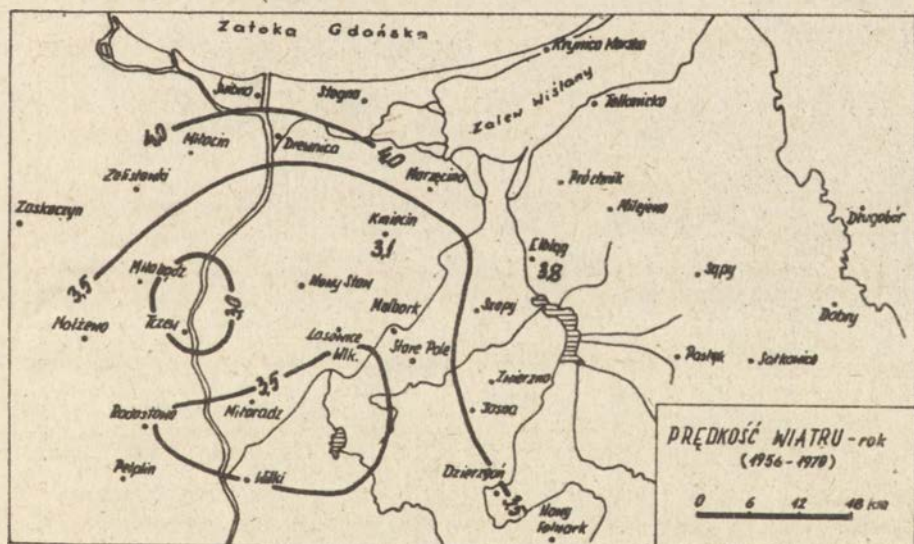
Ryc. 5. Średnia roczna wilgotność względna (%) powietrza



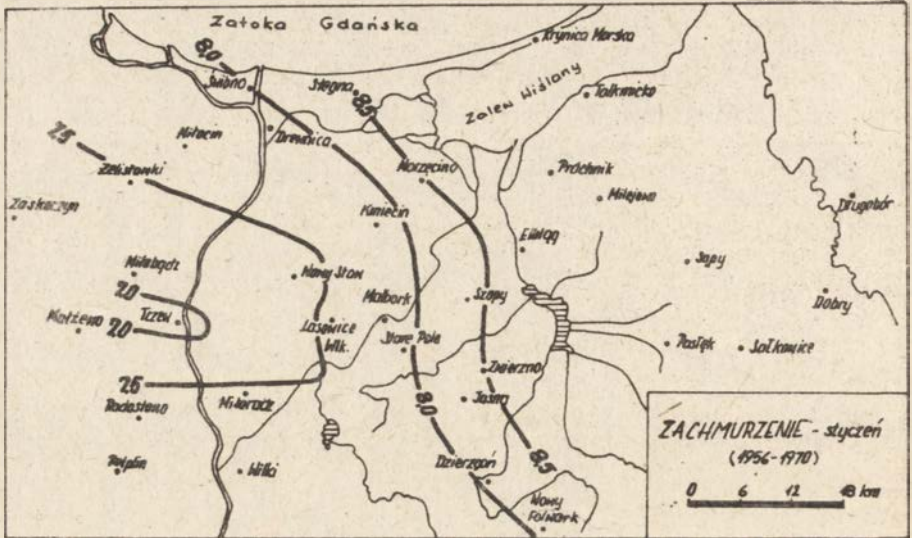
Ryc. 6. Średnia prędkość wiatru (m/s) w styczniu



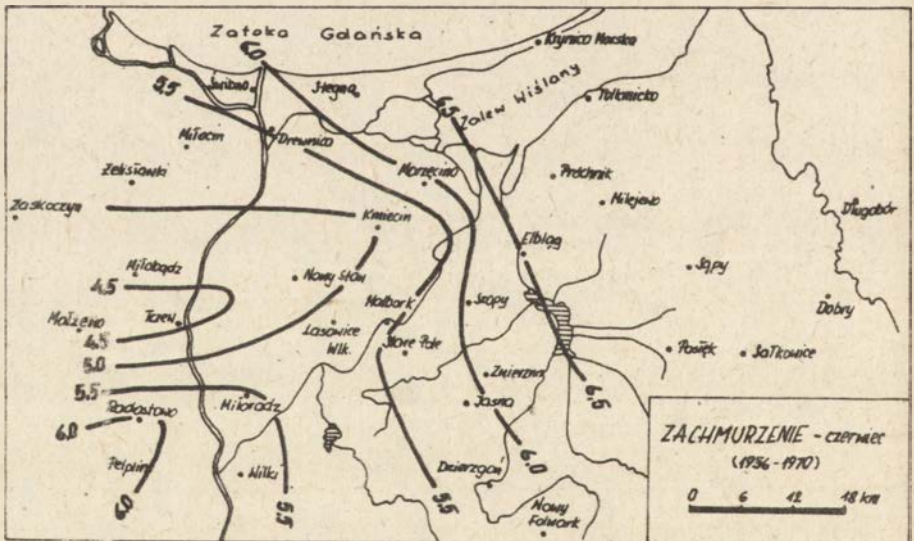
Ryc. 7. Średnia prędkość wiatru (m/s) w lipcu



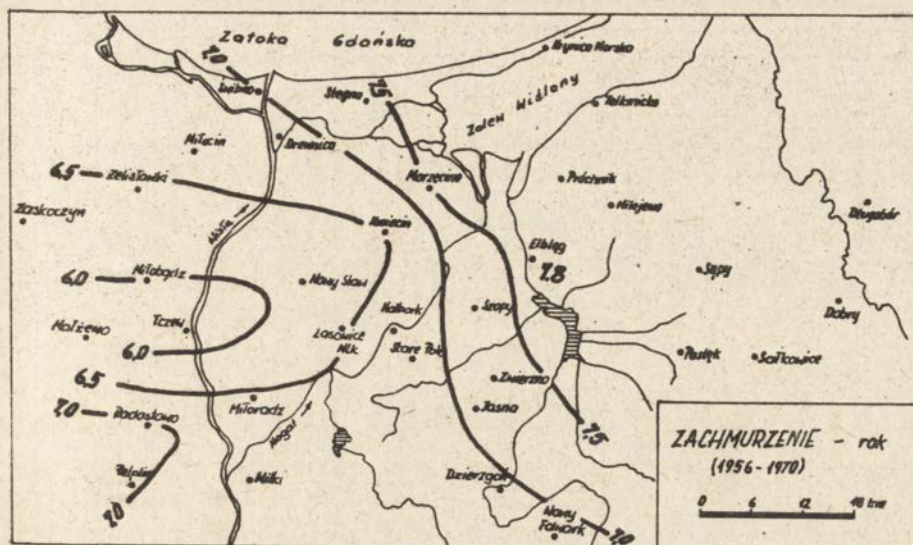
Ryc. 8. Średnia roczna prędkość wiatru (m/s)



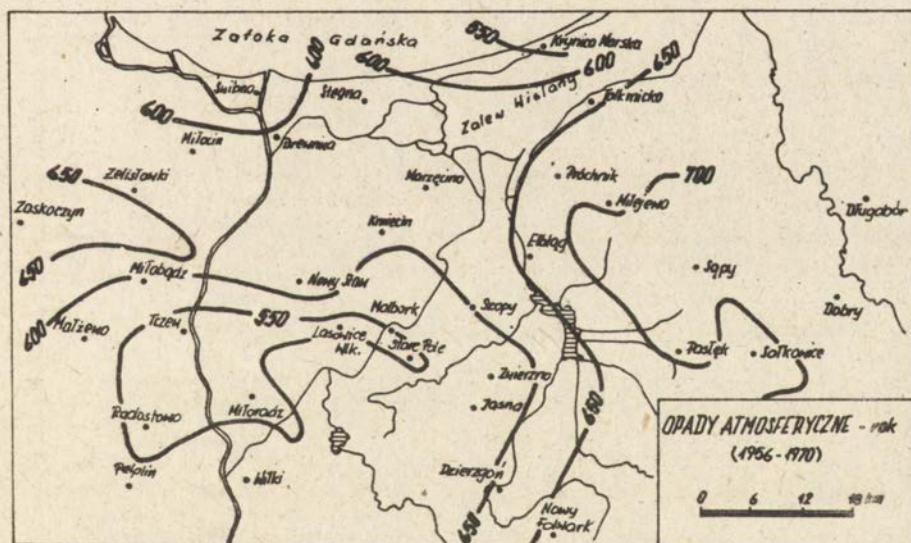
Ryc. 9. Średnie zachmurzenie w styczniu (w skali 0-10)



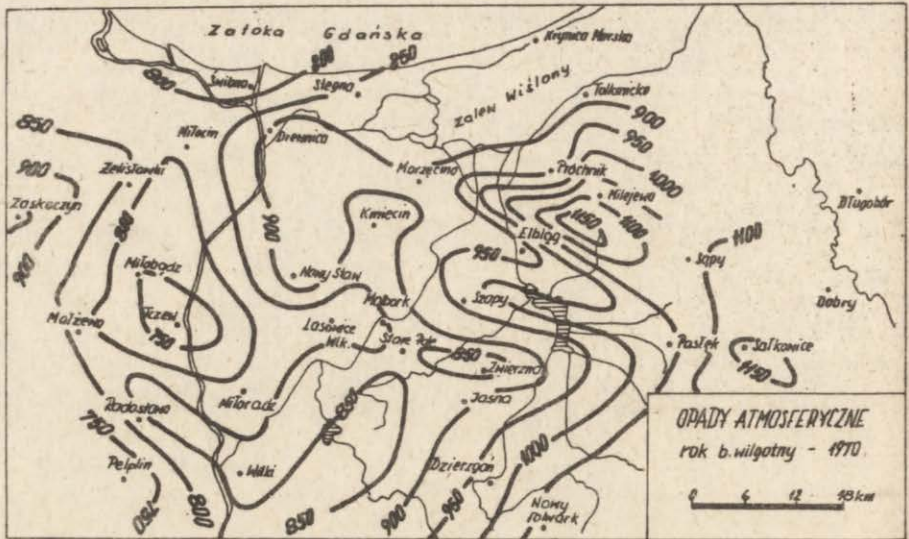
Ryc. 10. Średnie zachmurzenie w czerwcu (w skali 0-10)



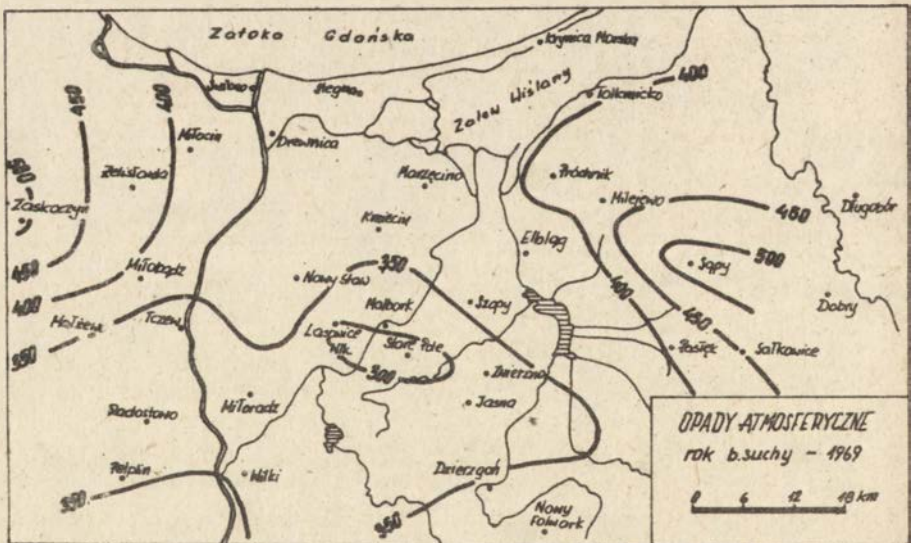
Ryc. 11. Średnie roczne zachmurzenie ogólne (w skali 0-10)



Ryc. 12. Średnie roczne sumy opadów (mm)



Ryc. 13. Roczne sumy opadów (mm) w roku bardzo wilgotnym (1970)



Ryc. 14. Roczne sumy opadów (mm) w roku bardzo suchym (1969)

Abstracts

J. Grzybowski - Foreword

This issue contains the majority of the papers and posters presented at the conference devoted to contemporary topoclimatological problems held at Stare Pole near Malbork from the 7th to the 9th of October 1988. This conference was organized to celebrate the 35th anniversary of the establishing of the Department of Climatology in the Polish Academy of Sciences' Institute of Geography and Spatial Organization. Contributions from Bulgaria, Czechoslovakia, France, Poland, Romania and the Soviet Union were presented. Most of these were devoted to agricultural topoclimatology and urban climatology. Some of the papers presented methods of large and small scale topoclimatological mapping. The authors of some contributions also presented the problems of the topobioclimatology of the human body.

J. Paszyński - The application of remote-sensing to topoclimatological mapping

The author presents the possibilities of applying satellite data in the drawing up of topoclimatological maps. The most important consideration has been devoted to the usefulness of the earth's surface temperature. The limitations of the physical significance of this element caused by other meteorological phenomena has been discussed as well as possible methodological and technical errors. Some examples of methods of the delimitation of urban heat islands, cold air basins and warm zones on slopes were also presented.

E. Quitt - Methods, results and perspectives of topoclimatological mapping in Czechoslovakia

The author proposed a method of drawing up a small scale topoclimatological map of Czechoslovakia. The topographical map was divided into 130 000 rectangles each of 1 sq. km. The characteristics of the active surface in each rectangle has been worked out. As a synthesis the author proposes 8 types of topoclimates presented on a map on a scale of 1:500 000. He also discusses examples of more detailed topoclimatological maps on a scale of 1:50 000 and 1:10 000.

T. Konstantinova - Microclimatological investigations in the Moldavian SSR

The main goal of the investigations performed on the territory of Moldavia is to explain particularities of topoclimates on the area of crop production and viticulture. The distinguishing and mapping of frost danger zones seemed particularly important. The author also characterizes the physiocogeographical features of the Moldavian environment influencing local climatic conditions and presents a programme of the field investigations to be performed in the near future.

J. Grzybowski - An attempt at a topoclimatic delimitation of the territory of Poland

A large part of the types of Polish landscapes has been covered by topoclimatological mapping (Fig. 1). The aim of this study has been the topoclimatological typology for the whole of Poland and its presentation on one map on a scale of 1:1 000 000. As a consequence of the earlier studies performed by J. Paszyński (1966, 1973, 1980) heat balance equation has been adopted. The local features of the active surface influence the heat balance structure and form topoclimatological units which differ from other types of physiocogeographical units. Table 1 provides a description on the types, species and sub-species (variants) of topoclimates.

M. Lecompte - The problem of topoclimatic limits in reference to dynamic climatology and phytoclimatology

Atmospheric circulation results in spatial climatic variation. Vegetation integrates both. Climatic transitions or limits, indicated by accelerations of floristic spatial change, can be interpreted as the limits of the influence of

atmospheric circulation. The author has discussed this problem on the example of his own phytoclimatic investigations in Morocco.

G. Neamu - The role of the active surface in the modification of the Black Sea influence on the Danubian Delta coastal climate

The Romanian Black Sea coast between Cape Midia and Chilia arm (the northern arm of the Danube mouth) has an alluvial relief which consists of alternating sandy embankments and lacustrine depressions in different phases of alluviation. The heterogeneity of the active surface makes the distribution of the heat and radiation balances nonuniform. This determines big differences in the distribution of evaporation and in the intensity of heat exchange in the microclimatic space. The paper shows examples of the temperature and relative humidity regime in the microclimatic space of the Sărăturile and Caraorman embankments (in the Danubian Delta, in the immediate proximity of the Black Sea).

M. Drużkowski - Topoclimatological investigations in a small river basin in the Outer Western Carpathians

The mesoclimatic and topoclimatic differentiation was defined on the basis of data concerning air temperature, precipitation and air humidity. A high occurrence of temperature inversions had been observed (85% of the days of the year).

J. Tamulewicz - Radiation balance of the agricultural landscape on the example of the vicinity of Turwia

The author presents data concerning radiative fluxes measured directly on a meadow and on a crop field during 1982-1984. Indirect methods of estimating radiation balance components were also discussed. The results of the field measurements were compared with those obtained by calculation.

L. Apostol and I. Pîrvulescu - Thermic criteria in the differentiation of complex topoclimates in north-eastern Rumania

The importance of thermic factors in the differentiation of topoclimates on the Moldavian Upland and in the Subcarpathians was presented. Data from 50 meteorological stations, 200 rainfall stations and cartographical sources were analysed. A map of the climatic regions and topoclimates of the Moldavian

Upland and the Moldavian Subcarpathians was prepared. This map presents 2 climatic provinces, 3 areas and 11 types of topoclimates.

M. Apăvăloae and L. Apostol - Temperature inversions in the basins of the Eastern Carpathians as the basis of topoclimatological delimitation

An analysis of the temperature inversions in the central part of the Eastern Carpathians was made on the basis of data from the meteorological stations. Relations between air temperature, number of days with extreme values of air temperature on one hand and the altitude of stations on the other, were computed. This enabled the defining of the areas with inversions. These are a typical qualitative and quantitative factor in the delimitation of topoclimates in the mountains.

Z. Kaunas and S. Piatrauskas - The establishing of the soil moisture maps of agricultural areas on the basis of air photographs

Infrared and panchromatic photographs of the earth's surface were taken from an airplane. These were necessary for the estimation of the water reserve in the soil. It was stated that photographs must be taken just after the snow melts and before the beginning of field works. The authors also discuss the methods used in the mathematical and technical treatment of air photographs.

B. Olechnowicz-Bobrowska, H. Nagawiecka, B. Wójcik and T. Zawora -
- The influence of the altitude and the exposition on the topoclimatological conditions of potato production in the Polish Western Carpathians

An estimation of the influence of the altitude and the exposition on potato production for the period 1976-1985 concerning yields and meteorological conditions was analysed. It has been stated that the decrease in production on windward slopes is 0.6 tons/ha on each 100 m of the altitude and on leeward only 0.4 tons/ha. In the very dry year of 1976 the potato production increased with the altitude.

K. Kłysik and M. Tarajkowska - Mesoscale analysis of the precipitation field
in the vicinity of the Bełchatów Industrial
Region

Man-made changes in relief, the presence of an important source of artificially generated heat and water vapour, influence local climatic conditions. The topoclimatic analysis records anthropogenic changes.

K. Kłysik and R. Matusiak - The emission of artificial heat on the territory
of Łódź

The emission of artificial heat used for industrial purposes as well as communal and transportation ones was estimated with the use of the inventory of industrial and communal sources. The calculation was performed for January, July and for the year, 1985. The estimation was made for particular districts and types of buildings on a 1:10 000 scale.

A. Wyszkowski - The local climate of the town of Elbląg

A strong differentiation of the geographical environment in the Elbląg area has stimulated detailed topoclimatological measurements. The aim of the study was to delimitate the topoclimates and to give their quantitative description. Special field measurements in 8 points were performed during 12 months. Profile measurements have been proved along 3 lines. Five types of topoclimates were delimited. Elbląg is situated on the border of two great physicogeographical units and this is the reason for the strong differentiation of the local climate.

O. Bogdan, E. Mihai and G. Neamu - Man's influence on topoclimates

The influence of man-made features on local climatic conditions has been studied for several years at the field research station at Pătirlăgele near Buzău. On the basis of field observations in 1984 and 1985 the authors present the changes in local climatic conditions in different types of land use, such as a field of tomatoes, a corn field on a high river terrace and on a flood plain. The authors discuss situations in which the local climate becomes drier and more humid under man's influence.

Maria Stopa-Boryczka and J. Boryczka - The deformation of air temperature in
Warsaw due to man-made factors

The aim of the study was to determine the air temperature changes resulting from urban influence. Daily and annual changes in the urban heat island as well as its long-term variations are analysed. The temperature trends of the urban heat island in the future (till the end of the 21st century) are discussed on the basis of observations from 1779-1980.

A. Wyszkowski, J. Trapp and J. Korzeniewski - Spatial differentiation of climatological conditions of the Gdańsk agglomeration with special attention paid to forest areas

The topoclimatological mapping of the Gdańsk agglomeration has been accomplished in two stages. Firstly, the mesoclimatic analysis was made on the basis of standard meteorological data. Secondly, the topoclimatological mapping of forest areas was performed. Analytical maps of direct solar radiation, wind speed, soil moisture and the density of tree crowns provided a basis for the drawing up of the topoclimatological map.

L.B. Bashalkhanova, N.L. Linievich and L.P. Sorokina - Applied aspects of landscape-topoclimatic mapping

Relations between topoclimate and physicogeographical processes on the example of the Lake Baykal vicinity are herein discussed. The landscape typology has been established on the basis of the meteorological data obtained during field measurements. Climatological valorization of the studied area for tourism and recreation purposes were made with the taking into consideration of weather types also.

Kh. Tishkov - Studies and mapping of selected bioclimatological coefficients in the mountainous region of Bulgaria

The author analyses the spatial distribution of several bioclimatological coefficients taking into consideration the mountainous part of Bulgaria (30% of the country): the duration of the vegetation period, the frequency of weather changes in January and June, and the frequency of days without limitations for dwelling as well as the value of degree-days above 5° and below 0°C. These coefficients are very important in the management of the territory, particularly for agriculture and recreation.

K. Błażejczyk - Principles for drawing up a biotopoclimatic map on a detailed scale

An attempt at an estimation of the local biotopoclimatic conditions was made on the basis of the biotopoclimatological investigations carried out in different types of geographical environment in Poland. The heat balance of the human body is the starting point of this analysis. The classification of types of heat exchange between the human body and the environment is discussed. Special attention has been paid to different types of weather.

K. Błażejczyk - Biotopoclimatic differentiation of selected types of the landscape

The author presents examples of biotopoclimatological maps prepared for some types of Polish landscape. The classification based on the analysis of the heat balance of the human body permits the characterization of different areas from the topoclimatological point of view and informs on the physiological reactions of the human body in different local climatic conditions. In the author's opinion the classification could also be adopted for other types of Polish landscape.

N. Gvasaliya - Cartographic representation of climatological characteristics in the Georgian mountainous area

The author presents the results of the study on solar radiation in Georgia (USSR). On the basis of calculations and the analysis of topographic maps as well as data from meteorological stations, maps of global solar radiation, direct solar radiation, net radiation and the coefficient of dryness were drawn up. Special attention is paid to the mountainous region of Georgia. Relations between solar radiation characteristics and the altitude has been calculated in the form of coefficients.

M. Koroshinadze - Morphometric maps as the basis of local climatic conditions estimation

This applied study has been undertaken in connection with the Transcaucasian railway construction. The map of slope steepness and exposure has been elaborated on the basis of topographic map. Climatic maps founded on morphometric characteristics have a great significance in the realization of different goals of the national economy and - in the actual case - in the estimation of extremal situations in ecological prognosis.

J. Trapp and A. Wyszowski - The specific character of climatic conditions on the Żuławy Wiślane (Vistula Delta)

The differentiation of some climatological elements (cloudiness, insolation, air temperature, wind speed and direction, precipitation and air humidity) had been analysed on the basis of the meteorological data for 1956-1985 and has been presented against the background of adjacent regions. In spite of the fact that the Żuławy Wiślane region is a widespread, flat area, local differentiations of climatic elements have been confirmed. The field measurements which completed the study substantiated this conclusion.

Institute of Geography and Spatial Organization, Polish Academy of Sciences,
Conference Papers:

- 1 — Restructuring of economies and regional development, Warszawa 1988, 156 s.
- 2 — Natural environment of suburban areas as a development factor of big cities,
Warszawa 1988, 184 s.
- 3 — The state, modes of production and world political map, Warszawa 1989, 186 s.