

Marek Nowosad
Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej
Zakład Meteorologii i Klimatologii
Al. Kraśnicka 2cd, 20–718 Lublin
marek.nowosad@umcs.pl

Received: 4.02.2011
Reviewed: 14.06.2011

WPLYW ZAGOSPODAROWANIA TERENU NA KLIMAT LOKALNY ZE SZCZEGÓLNYM UWZGLĘDNIENIEM OBSZARÓW GÓRSKICH

The influence of the land use on the local climate with the special regard to the mountain areas

Abstract: The analysis of the situations when the land use can change the local climatic conditions is the aim of the paper. Some examples of the human influence upon the local climate are presented. The examples concern the matters connected with changes of the components of heat balance as well as the change of the chemical composition of air by the emission of the pollutions. The transformations of the surface lead to the changes of albedo, as well as to the changes of the possibility of infiltration and evaporation of the water. This influences the changes of weather conditions in the local scale. The thermal inversions are noticed, especially in the bottoms of valleys. It can worsen the quality of the air under the inversion layer. The pollutions play the important role if they are emitted under this layer.

Key words: local climate, mountain climate, heat balance, temperature inversion, air pollution, land use.

Wstęp

Powietrze atmosferyczne jest bardzo mobilnym komponentem środowiska. Stąd wpływ zagospodarowania terenu na atmosferę (w skali lokalnej) jest zdecydowanie mniejszy niż na inne sfery (litosferę, pedosferę, biosferę, hydrosferę). Przekształcanie powierzchni czynnej dopiero na ogromnych przestrzeniach (wylesianie, rozwój wielkich miast, duże zmiany powierzchni wodnych i podmokłych) prowadzić może do widocznej zmiany warunków klimatycznych. Natomiast w skali lokalnej zmiany sposobu użytkowania terenu prowadzą przede wszystkim do zmian składowych bilansu cieplnego (zmiana rodzaju powierzchni czynnej oraz emisja ciepła sztucznego do atmosfery). Człowiek wpływa na zmianę warunków klimatycznych także poprzez zmianę składu chemicznego powietrza (emisja zanieczyszczeń).

Zmiany składowych bilansu cieplnego

Zagadnienia bilansu cieplnego powierzchni czynnej są prezentowane w literaturze (np. Kędziora 1999; Paszyński i in. 1999). Stosując symbole według Kędziory (1999), bilans powierzchni czynnej można zapisać wzorem:

$$R_n + LE + S + G = 0$$

gdzie: R_n oznacza saldo promieniowania, LE – strumień ciepła utajonego, S – strumień ciepła jawnego, G strumień ciepła glebowego.

Saldo promieniowania powierzchni czynnej można przedstawić następująco:

$$R_n = \uparrow K - \downarrow K + \uparrow L - \downarrow L$$

gdzie: $\uparrow K$ oznacza promieniowanie krótkofalowe odbite od powierzchni Ziemi, $\downarrow K$ promieniowanie krótkofalowe dochodzące do powierzchni Ziemi, $\uparrow L$ – promieniowanie długofalowe wysyłane przez powierzchnię Ziemi (Ziemia, tak jak każde ciało o temperaturze większej od zera bezwzględnej wysyła promieniowanie), $\downarrow L$ – promieniowanie długofalowe dochodzące do powierzchni Ziemi (Kędziora 1999).

Paszyński i inni (1999) podkreślili, że przebiegi dobowe poszczególnych składników bilansu cieplnego i struktura bilansu zależą w znacznym stopniu od właściwości fizycznych podłoża. A jak wiadomo, właściwości fizyczne podłoża mogą być przekształcane w zależności od sposobu zagospodarowania przestrzennego. Dotyczy to przede wszystkim zmian wartości albedo oraz zmian przewodnictwa cieplnego podłoża. Albedo jest ilorazem wielkości promieniowania odbitego od powierzchni do promieniowania docierającego. Uogólniając, albedo powierzchni jasnych jest większe od albedo powierzchni ciemnych. Znaczne albedo ma śnieg. Wysokie albedo mają też powierzchnie pomalowane na biało. Autor zauważył jednak różnicę, gdy do pomiaru wysokości pokrywy śnieżnej wykorzystywał łaty pomiarowe pomalowane kilkakrotnie białą farbą olejną. Przy dopływie bezpośredniego promieniowania słonecznego następowało wytapianie się białego śniegu wokół „białych” łat pomiarowych. Sytuacja ta sugeruje, że albedo śniegu jest większe od albedo białej farby.

Niewielkim albedem charakteryzują się powierzchnie ciemne. Natomiast albedo wody zależy od kąta padania promieni na jej powierzchnię. Albedo płaskiej powierzchni wody przy wysokości Słońca większej od 30° jest mniejsze od 8%. Natomiast przy wysokości Słońca mniejszej od 5° albedo przekracza 40% i zdecydowanie wzrasta przy zmniejszaniu się kąta wysokości Słońca. Zestawienie albedo różnych powierzchni znajduje się np. w pracy Paszyńskiego i in. (1999).

Właściwości powierzchni o wysokim albedo są wykorzystywane praktycznie. Dominujące jasne kolory budowli w miastach zlokalizowanych w strefach,

gdzie występuje wysoka temperatura, powodują zwiększenie promieniowania odbitego, a więc mniejsze pochłanianie promieniowania dochodzącego przez ściany i dachy. Ogranicza to przyrosty temperatury w tych miastach.

W zależności od rodzaju powierzchni czynnej, parowanie (składowa bilansu wodnego) może ulegać znacznym zmianom. Np. wprowadzenie terenu pokrytego asfaltem czy kostką brukową minimalizuje parowanie z tych powierzchni. Natomiast nawadnianie powierzchni powoduje wzrost parowania. Przy parowaniu następuje „pobranie” znacznej ilości energii. Do wyparowania 1 g wody potrzebna jest energia 2450 J¹, podczas gdy do podgrzania 1 g wody o 1°C potrzeba niecałe 4,2 J. Energia „pobrana”² przy parowaniu jest „magazynowana” w parze wodnej i „oddawana” w procesie kondensacji.

Człowiek, zmieniając wielkość i charakter powierzchni, z których następuje parowanie, zmienia nie tylko stosunki wilgotnościowe w atmosferze, ale – właśnie poprzez zmianę ilości utajonego ciepła parowania – zmienia też stosunki termiczne.

Na bilans cieplny powierzchni czynnej wpływają też ciepło właściwe oraz przewodnictwo cieplne podłoża. Parametry te dla szeregu substancji są prezentowane w literaturze, np. Kędziora (1999), Boeker i van Grondelle (2002), Kożuchowski (2005). Zwraca uwagę znaczna wartość ciepła właściwego wody (ok. 4,18 J), gdy np. ciepło właściwe suchej gleby wynosi ok. 0,8–0,9, a szkła ok. 0,7 J. Utworzenie zbiorników wodnych będzie więc prowadziło do opóźniania zarówno wzrostu, jak i spadku temperatury.

O antropogenicznych zmianach warunków mikroklimatycznych można mówić w czasie stosunkowo mało śnieżnych zim w sąsiedztwie tras narciarskich. Intensywna działalność armatek śnieżnych ma wpływ na albedo powierzchni czynnej, a także na stosunki termiczno-wilgotnościowe najbliższego terenu. Zdaniem Kopcia i in. (2003), śnieg na sztucznie naśnieżonych trasach utrzymuje się co najmniej 2–3 tygodnie dłużej.

Na bilans cieplny w skali lokalnej wpływa też emisja ciepła sztucznego do atmosfery. Szacunkowe wielkości emitowanego ciepła dla różnych typów zabudowy w Łodzi określił Kłysik (1992). Autor ten uznał, że ciepło sztuczne jest istotnym, a w miesiącach zimowych decydującym czynnikiem klimatotwórczym w obszarach miejskich i przemysłowych.

Zmiany składu chemicznego powietrza w skali lokalnej

Zanieczyszczenia, emitowane do atmosfery, zmieniają lokalnie skład chemiczny powietrza. Ważną rolę odgrywają właściwości dolnej warstwy atmosfery ułatwiające, bądź utrudniające, pionowe ruchy powietrza. Wyróżnia się nastę-

¹ Wartość ta dotyczy temperatury 20°C. W temperaturze 100°C wynosi 2260 J.

² Zastosowane cudzysłowy mają swoje uzasadnienie. Energia nie może zostać „zużyta” np. w procesie parowania. Więcej na temat terminologii stosowanej przy opisie wybranych procesów związanych z wymianą energii napisał Kędziora (1999).

pujące stany równowagi termiczno-dynamicznej powietrza: chwiejną (*unstable*), stałą (*stable*) i obojętną (*neutral*)³. Tam gdzie występuje równowaga chwiejna, ułatwione są ruchy pionowe; tam gdzie równowaga stała – utrudnione (w czasie występowania równowagi obojętnej brak jest zarówno ułatwień, jak i utrudnień). Równowaga chwiejna występuje wtedy, gdy pionowy rzeczywisty gradient temperatury powietrza jest większy od gradientu adiabatycznego⁴. Natomiast równowaga stała ma miejsce wtedy, gdy pionowy rzeczywisty gradient temperatury powietrza jest mniejszy od gradientu adiabatycznego (przy równości obu gradientów występuje równowaga obojętna). Precyzyjna definicja równowagi stałej jest następująca: „dostatecznie małe co do wartości bezwzględnej, lecz różne od zera przesunięcie masy w kierunku pionowym, spowoduje pojawienie się przyspieszenia przeciwnego znaku niż przesunięcie – a więc dążącego do przywrócenia stanu poprzedniego” (Haman 1965).

Pod kątem utrudnień w usuwaniu zanieczyszczeń z dolnej warstwy troposfery zwrócono uwagę na równowagę stałą. Może ona występować m. in. w sytuacjach, gdy następuje obniżanie się temperatury powietrza z wysokością, lecz gradient rzeczywisty jest mniejszy od gradientu adiabatycznego. Już taka sytuacja utrudnia pionowe ruchy powietrza. Utrudnienie jest jeszcze większe, gdy w profilu pionowym utrzymuje się taka sama temperatura (gradient pionowy wynosi 0, stosowany jest termin „izotermia”). Zaś największe utrudnienia dla ruchów pionowych powietrza występują, gdy temperatura wzrasta z wysokością (gradient pionowy jest ujemny, stosowany jest termin „inwersja”). Wydziela się trzy główne przyczyny występowania inwersji termicznych: ochłodzenie dolnych warstw atmosfery, adiabatyczne ogrzanie się opadającego powietrza oraz poziome przemieszczanie się ciepłego albo zimnego powietrza (Lazaridis 2011).

Wyróżnia się kilka rodzajów inwersji temperatury powietrza (frontowe, adwekcyjne napływowe, radiacyjne czyli z wypromieniowania, osiadania, mieszania czyli turbulencyjne, górskie czyli orograficzne) (Haman 1965). Wydaje się, że najważniejszą rolę pod kątem zagadnień zagospodarowania przestrzennego, przede wszystkim w obszarach górskich, odgrywają inwersje górskie (orograficzne). Tworzyć mogą się sytuacje, gdy następuje zarówno spływ chłodnego (a więc o względnie dużej gęstości, czyli ciężkiego) powietrza w doliny i kotliny (inwersja górska) oraz nocne wypromieniowanie z podłoża tych wklęsłych form terenu (inwersja radiacyjna).

³ Równowagi powietrza opisane są w literaturze, np. Haman (1965), Kędziora (1999), Bac, Rojek (1999), Kozuchowski (2005).

⁴ Jeśli w unoszącym (opadającym) powietrzu nie zachodzą przemiany fazowe wody, to gradient adiabatyczny nosi nazwę gradientu suchoadiabatycznego (*dry lapse rate*) i wynosi 0,976°C/100 m (Lazaridis 2011, s. 71). W takich warunkach porcja powietrza, przy braku wymiany ciepła z otoczeniem, ochłodzi się o 0,976°C gdy zostanie podniesiona o 100 m w górę.

W dużym uogólnieniu można przytoczyć opinię Lazaridisa (2011), że równowaga chwiejna występuje na przestrzeni pierwszych 100 m od powierzchni Ziemi w czasie słonecznego dnia. Równowaga obojętna jest charakterystyczna dla dużego zachmurzenia (zarówno w dzień, jak i w nocy). Natomiast równowaga stała występuje przy powierzchni Ziemi nocą.

Warto zauważyć, nawiązując do obszarów górskich, że występowanie równowagi stałej może być bardzo ważne – przede wszystkim – w kotlinach oraz dolinach. Pojawiają się tam często inwersje temperatury powietrza. Ten wzrost temperatury powietrza z wysokością silnie utrudnia (najczęściej uniemożliwia) pionowe ruchy powietrza, co w przypadku lokalizacji źródeł zanieczyszczeń w dnach dolin zmienia skład chemiczny i jakość powietrza pod warstwą inwersyjną.

Zasięg pionowy występowania inwersji (w stosunku do dna doliny) szacowany jest w Beskidach na 120–140 m. Natomiast miąższość warstwy inwersyjnej, przy deniwelacji ponad 600 m, przekracza 200 m, zaś w rozległych kotlinach śródgórskich może być jeszcze większa (Obrębska-Starkłowa 1971).

Niekiedy mogą występować inwersje temperatury trwające kilka dni. Dotyczy to chłodnej pory roku. Przykłady z Kotliny Nowotarskiej przedstawili Orlicz i Orliczowa (1955) – np. w grudniu wystąpiła inwersja trwająca aż 8 dni (z kilkunastogodzinną przerwą). W styczniu notowano inwersję temperatury między Myślenickimi Turniami a Nowym Targiem, której wielkość przekroczyła 20°C (Michalczewski 1962). Całodzienne inwersje powietrza nad Krakowem analizował Walczewski (2009). Wystąpiły one najczęściej w porze chłodnej przy maksimum 28 dni w grudniu 1996 roku.

O inwersyjnym rozkładzie temperatury minimalnej powietrza w Górach Świętokrzyskich pisali Kozłowska-Szczęsna i Paszyński (1967). Występowanie inwersji temperatury powietrza w tych górach analizował Kłysik (1983), według którego górna granica inwersji, w warunkach pogody stagnacyjnej i bezchmurnej, sięgała ponad 150 m nad dno doliny.

Różański (1959) zauważył, że budowanie nasypów drogowych czy kolejowych może być przyczyną powstawania miejsc występowania inwersji termicznych. Jako przykład podał inwersje w Łodzi.

W opracowaniu temperatury powietrza na obszarze wschodniej części Polskich Karpat znalazła się uwaga, że szczególne zagrożenie dla roślin uprawnych i sadów stanowią majowe i czerwcowe przymrozki, o występowaniu których decyduje spływ chłodnego powietrza do obniżen terenu w czasie bezchmurnych nocy (Michna, Paczos 1990). Wydaje się, że przymrozki te częściej występują na powierzchniach wylesionych. Wyrąb lasu będzie więc prowadził do zwiększenia amplitudy (przede wszystkim dobowej) temperatury powietrza, a w konsekwencji do zwiększenia częstości pojawiania się przymrozków.

Patrząc pod kątem lokalizacji zakładów przemysłowych w terenach narażonych na występowanie inwersji temperatury powietrza, ważne jest, by emitery

zanieczyszczeń powietrza były umieszczone na możliwie znacznej wysokości nad poziomem gruntu. Dotyczy to szczególnie sytuacji, gdy zlokalizowano je w dolinach bądź kotlinach. Przykładem są funkcjonujące intensywnie przez szereg lat II połowy XX w. Zakłady Przemysłu Drzewnego (ZPD) w Ustianowej k. Ustrzyk Dolnych. W początku lat 80. tamtego wieku kombinat ZPD posiadał 54 emitery zanieczyszczeń powietrza (Bachara 1982). Wysokość najwyższego z nich to 100 m. Działalność ZPD została określona jako najbardziej istotna ingerencja człowieka w środowisko zlewni potoku Równia, przejawiająca się przede wszystkim w emisji zanieczyszczeń do atmosfery (Nowosad 1983). Maksymalne stężenia zanieczyszczeń powietrza występowały zapewne na wschód od ZPD, czyli w kierunku miasta Ustrzyki Dolne (Baj 1986). Przykład wystąpienia mgły inwersyjnej w Ustrzykach Dolnych przedstawiono na rycinie 1.



Ryc. 1. Inwersja temperatury nad Ustrzykami Dolnymi 4 stycznia 1977 (godziny przedpołudniowe) – fot. M. Nowosad.

Fig. 1. The temperature inversion over Ustrzyki Dolne January 4th 1977 (forenoon hours) – phot. M. Nowosad.

Niedźwiedz i Ustrnul (1989), charakteryzując warunki meteorologiczne pod kątem sprzyjania dużej koncentracji zanieczyszczeń atmosfery nad Górnośląskim Okręgiem Przemysłowym, podkreślili rolę okresów stagnacji powietrza, a także występowania mgły i znacznej wilgotności powietrza. Największe prawdopodobieństwo wystąpienia sytuacji ze stagnacją powietrza w połączeniu

z mgłą i dużą wilgotnością powietrza ma miejsce przy sytuacjach antycyklonalnych bez wyraźnej adwekcji, przy sytuacji antycyklonalnej z adwekcją z południa oraz z sytuacją cyklonalną z adwekcją z południowego zachodu.

Największe stężenia zanieczyszczeń powietrza na terenie dawnego województwa nowosądeckiego występowały na terenie Kotliny Sądeckiej, w kotlinie Zakopanego oraz w rejonie Gorlic (Miczynski 1989). Zwraca uwagę wniosek z cytowanej wyżej pracy, że zanieczyszczenia w miesiącach zimowych były aż 2–3 krotnie wyższe niż w miesiącach letnich. Stężenia zawartości w powietrzu pyłu drobnego, a także dwutlenku siarki zmieniały się w Nowym Sączu, w zależności od sytuacji synoptycznej, nawet 10-krotnie. Wysokie stężenia zanieczyszczeń powietrza zanotowano tam najczęściej podczas występowania sytuacji antycyklonalnej z centrum wyżu nad Polską przy braku adwekcji (Miczynski 1989). Sytuacje takie tworzą sprzyjające warunki (niewielkie zachmurzenie bądź jego brak, niewielka prędkość wiatru bądź występowanie cisz atmosferycznych) do powstawania nocnych inwersji temperatury powietrza. Podobne wyniki uzyskali Niedźwiedz i Olecki (1994) dla Krakowa. Największa koncentracja zanieczyszczeń, zarówno gazowych jak i pyłowych, notowana była w półroczu zimowym. Sytuacje antycyklonalne uznano za bardziej niekorzystne niż cyklonalne.

Zdaniem Godłowskiej i Tomaszewskiej (2010), największe zimowe stężenia zanieczyszczeń powietrza występują w obszarach zurbanizowanych na terenie Polski przy napływie powietrza z sektora południowego.

Lokalnie emitowane są do atmosfery zanieczyszczenia powstające przy wypale węgla drzewnego. Z retort wydobywają się substancje eteryczne suchej destylacji węgla. Są one szczególnie szkodliwe dla jodły. Często retorty do wypału węgla drzewnego lokalizowane są w dnach dolin, co wpływa na lokalne zwiększenie natężenia zanieczyszczeń (Nowosad 1996). Największe stężenia wielopierścieniowych węglowodorów aromatycznych, w glebach w okolicy miejsc wypału węgla drzewnego, na terenie Międzynarodowego Rezerwatu Biosfery „Karpaty Wschodnie”, wystąpiły w środku sezonu wypałowego (Lisowska 2010).

Inne sytuacje związane z wpływem zagospodarowania terenu na klimat lokalny

Na zmianę klimatu lokalnego mają wpływ zmiany powierzchni wodnych oraz obszarów podmokłych. Dotyczy to zarówno akwenów wodnych, jak też nawadniania bądź osuszania terenu. Jednym z wielu przykładów może być utworzenie w latach 60. XX wieku zbiorników wodnych na Sanie w Myczkowcach oraz w Solinie. Zauważono m. in., że powstanie zbiornika wodnego zmniejszyło częstość występowania cisz atmosferycznych. Zauważono zmniejszenie częstości występowania inwersji termicznych. Zasięg ograniczenia występowania cisz szacowany jest na 2–10 km od zbiornika, w zależności od przeważających kie-

runków wiatru oraz od rzeźby terenu. Ogólnie, zasięg oddziaływania zbiorników na Sanie w głąb lądu szacuje się na 2–5 km. Pasma górskie są naturalnymi barierami hamującymi wpływ zbiornika w głąb lądu (Lewińska 1974).

Hess i in. (1981) zwrócili uwagę, że średnie zachmurzenie nad sztucznym zbiornikiem wodnym w Rożnowie jest mniejsze, a liczba dni pogodnych większa, niż w Kotlinie Sądeckiej. Zdaniem Obrębskiej-Starkłowej i Grzyborowskiej (1995) spiętrzenie wód Raby (utworzenie zbiornika wodnego w Dobczycach) ograniczyło możliwość tworzenia się zastoiska chłodnego powietrza.

Zmiany zagospodarowania terenu na stokach mogą w niektórych sytuacjach wpływać np. na utrudnienia bądź ułatwienia w spływach chłodnego powietrza (nasadzenia bądź wycinki w poprzek stoku, budynki). W ciągu słonecznego dnia wiatr wieje często w górę doliny, zaś nocą, chłodne powietrze z grzbietów i górnych partii zboczy spływa grawitacyjnie do niższych części wklęsłych form terenu. Cyrkulacja dolinna i górską jest opisywana szczegółowo w literaturze, np. przez Trepińską (2002). Aby umożliwić w/w wiatrom (a także wiatrom fenowym) swobodny przepływ przez zagospodarowane dna dolin i zboczy, ich zabudowa nie powinna przekroczyć 10% całkowitej powierzchni doliny (wg Wernera za Szponarem 2003).

Na rozprzestrzenianie się zanieczyszczeń w atmosferze mają wpływ warunki topograficzne. Przykłady wpływu przeszkód terenowych na zaburzenie przepływu powietrza atmosferycznego przedstawili m. in. Juda i Chróściel (1974) oraz Szponar (2003). Przeszkody znajdujące się w kierunku zawietrznym prowadzą do większych zmian prędkości i kierunku wiatru, a także w burzliwości przepływu powietrza, niż przeszkody znajdujące się od strony nawietrznej.

Bac i Rojek (1999) zwrócili uwagę na specyficzne cechy topoklimatu, występujące w kopalniach odkrywkowych. Najcieplejszą częścią odkrywki w ujęciu całej doby, na podstawie badań na terenie kopalni węgla brunatnego Adamów, jest dno, zaś najchłodniejszą – krawędzie odkrywki. Autorzy uzasadniają to brakiem warunków do nocnego, grawitacyjnego spływu chłodnego powietrza w dół.

Przedstawione przykłady dotyczą sytuacji, gdzie zagospodarowanie przestrzenne danego miejsca może wpływać na przebieg wybranych elementów meteorologicznych oraz na jakość powietrza atmosferycznego w tym właśnie miejscu oraz w jego bliskim sąsiedztwie. Ważne są także sytuacje, gdy intensywna działalność gospodarcza i wynikające z niej zanieczyszczenia atmosfery prowadzą do przekształcania środowiska w bardziej odległych obszarach. Przykładowo, stan aerosanitarny Sudetów, skład chemiczny opadów tam występujących, zależne są przede wszystkim od jakości powietrza napływającego nad Sudety (np. Sienkiewicz, Twarowski 1996). Podobny problem występował w latach 90. ubiegłego wieku nad Beskidem Niskim i Bieszczadami, dokąd docierały transgraniczne zanieczyszczenia powietrza ze Słowacji (Szafranski 1993; Czaderna i Nawrot 1994).

Podsumowanie

Przekształcenia powierzchni czynnej prowadzą do zmian zarówno jej albedo, jak też do zmian możliwości wsiąkania i parowania wody. Wpływa to na zmiany warunków pogodowych w skali lokalnej.

Emisja zanieczyszczeń do atmosfery powoduje zmiany składu chemicznego powietrza. Zasięg wpływu tej emisji zależy od szeregu czynników, m. in. wielkości i składu chemicznego emisji, wysokości emitera, konfiguracji terenu, cyrkulacji atmosferycznej czy stanu równowagi powietrza.

W dnach dolinach i kotlin występują inwersje termiczne, co może pogarszać jakość powietrza, jeśli pod warstwą inwersyjną emitowane są zanieczyszczenia powietrza. Przy planowaniu zagospodarowania warto zwrócić szczególną uwagę na analizę potencjalnych skutków emisji zanieczyszczeń powietrza – właśnie w dnach kotlin i dolin.

Literatura

- Bac S., Rojek M. 1999. Meteorologia i klimatologia w inżynierii środowiska. Wydawnictwo Akademii Rolniczej we Wrocławiu, 314 ss.
- Bachara G. 1982. Analiza ochrony powietrza atmosferycznego dla ZPD w Ustianowej. Biuro Studiów i Projektów Przemysłu Drzewnego „Biprodrzew”, Warszawa.
- Baj B. 1986. Szacunkowe określenie stężenia zanieczyszczeń pyłowych emitowanych przez komin kotłowni ZPD w Ustianowej w wybranych miesiącach 1983 r. Prace Studentckiego Koła Naukowego Geografów. UMCS Lublin, t. IV, 61–73.
- Boeker E., van Grondelle R. 2002. Fizyka środowiska. Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa, 517 ss.
- Czaderna E., Nawrot J., 1994. Informacja o stanie środowiska w województwie krośnieńskim w 1993 r. PIOŚ, Biblioteka Monitoringu Środowiska, Jasło.
- Godłowska J., Tomaszewska A. M. 2010. Relations between Circulation and Winter Air Pollution In Poland Urban Areas. Archives of Environmental Protection 36, 4: 55–66.
- Haman K. 1965. Wstęp do fizyki atmosfery. Meteorologia. PWN, 169 ss.
- Hess M., Niedźwiedz T., Obrębska-Starkłowa B., Olecki Z., Rauczyńska-Olecka D. 1981. Wpływ rożnowskiego zbiornika wodnego na mezoklimat. Problemy zagospodarowania ziem górskich 21: 5–36.
- Juda J., Chróściel S. 1974. Ochrona powietrza atmosferycznego. Wydawnictwa Naukowo-Techniczne, Warszawa, 448 ss.
- Kędziora A. 1999. Podstawy agrometeorologii. Państwowe Wydawnictwo Rolnicze i Leśne, Poznań, 364 ss.
- Kłysik K. 1983. Główne cechy klimatu lokalnego Gór Świętokrzyskich. Problemy zagospodarowania ziem górskich 22: 171–209.
- Kłysik K. 1992. Emisja sztucznego ciepła jako czynnik klimatu miasta. W: Klimat i bioklimat miast. II Ogólnopolska Konferencja, streszczenia referatów. Uniwersytet Łódzki, Łódź, ss.: 48–49.

- Kopeć S., Kostuch R., Lipski C. 2003. Wpływ sztucznego zaśnieżania zjazdowych tras narciarskich na ich pokrywą roślinną oraz wydajność runi trawiastej. *Problemy zagospodarowania ziem górskich* 49: 91–102.
- Kozłowska-Szczęśna T., Paszyński J. 1967. Stosunki klimatyczne Gór Świętokrzystkich. *Problemy zagospodarowania ziem górskich* 4 (17): 79–129.
- Kozuchowski K. (red.) 2005. *Meteorologia i klimatologia*. PWN Warszawa, 321 ss.
- Lazaridis M. 2011. *First Principles of Meteorology and Air Pollution*. Springer, 362 ss.
- Lewińska J. 1974. Wpływ karpaccich zbiorników wodnych na klimat lokalny na przykładzie kaskady górnego Sanu. *Prace IMiGW* 3: 5–84.
- Lisowska E. 2010. PAH Soil Concentrations in the Vicinity of Charcoal Kilns in Bieszczady. *Archives of Environmental Protection* 36: 4, 41–54.
- Michalczewski J. 1962. Długotrwałe zastoiska mrozowe Kotliny Podhalańskiej. *Acta Geographica Lodziensia* 13: 27–70.
- Michna E., Paczos S. 1990. Ekstremalne temperatury powietrza na obszarze wschodniej części Polskich Karpat. *Problemy zagospodarowania ziem górskich* 30: 71–87.
- Miczyński J. 1989. Zanieczyszczenia powietrza atmosferycznego w warunkach górskich na przykładzie woj. nowosądeckiego. *Rozpr. hab. Zesz. Nauk.* 134, AR Kraków, 122 ss.
- Niedźwiedz T., Olecki Z. 1994. Wpływ sytuacji synoptycznych na zanieczyszczenie powietrza w Krakowie. *Zeszyty Naukowe UJ* 118, *Prace Geograficzne* 96: 55–67.
- Niedźwiedz T., Ustrnul Z. 1989. Wpływ sytuacji synoptycznych na występowanie nad Górnośląskim Okręgiem Przemysłowym typów pogody sprzyjających koncentracji lub rozpraszaniu zanieczyszczeń powietrza. *Wiadomości IMiGW*, XII (XXXIII), 1–2, 31–39.
- Nowosad M. 1983. Wpływ działalności człowieka na przekształcanie elementów abiotycznych środowiska górskiego zlewni potoku Równia w Bieszczadach. *Mnps w Zakładzie Geografii Fizycznej UJ w Krakowie, Lublin*, 55 ss.
- Nowosad M. 1996. Zanieczyszczenia powietrza w Bieszczadzkim Parku Narodowym i w jego otulinie. *Ogólnopolskie Sympozjum „Dynamika Zmian Środowiska Geograficznego pod wpływem antropopresji”*, WSP w Krakowie, IMiGW Oddział Kraków, Kraków, ss. 107–108.
- Obrebska-Starkłowa B. 1971. O stosunkach termicznych w dolinach ze szczególnym uwzględnieniem warstwy inwersyjnej. *Folia geographica, series geographica-physica* 5: 87–108.
- Obrebska-Starkłowa B., Grzyborowska A. 1995. Sezonowe zróżnicowanie dobowego przebiegu temperatury powietrza w rejonie dobczyckiego zbiornika wodnego. *Problemy zagospodarowania ziem górskich* 38: 15–26.
- Orlicz M., Orliczowa J. 1955. Inwersje temperatury powietrza na północnym skłonie Tatr. *Przegląd Meteorologiczny i Hydrologiczny* VIII: 235–255.
- Paszyński J., Miara K., Skoczek J. 1999. Wymiana energii między atmosferą a podłożem jako podstawa kartowani topoklimatycznego. *Polska Akademia Nauk, IGiPZ, dok. geogr.* 14, Warszawa, 127 ss.
- Różański S. 1959. *Budowa miasta a jego klimat*. Arkady, Warszawa, 323 ss.
- Sienkiewicz R., Twarowski R. 1996. Zanieczyszczenie powietrza i opadów atmosferycznych w Sudetach. *Problemy zagospodarowania ziem górskich* 40: 35–50.

- Szafrański J. 1993. Stan środowiska naturalnego województwa krośnieńskiego. Studia Ośrodka Dokumentacji Fizjograficznej PAN Kraków, XXII: 7–12.
- Szponar A. 2003. Fizjografia urbanistyczna. Wyd. Naukowe PWN, Warszawa, 258 ss.
- Trepińska J. 2002. Górskie klimaty. Uniwersytet Jagielloński, Kraków, 202 ss.
- Walczewski J. 2009. Niektóre dane o występowaniu całodziennych warstw inwersyjnych w atmosferze Krakowa i uwarunkowania tego zjawiska. Przegląd geofizyczny LIV: 183–191.

Summary

The changes of the land use lead to the changes of the components of the heat balance. The changes of the features of the surface lead to other values of its albedo. Other factor, the artificial heat is emitted to the atmosphere. The Man also influences the change of climatic conditions through the change of the chemical composition of air (the emission of the pollutions).

The evaporation (the component of the water balance) can be considerable changed in dependence on the kind of the surface, e.g. the introduction of the terrain covered by asphalt minimizes evaporation from this surface. On the other hand the irrigation of the surface causes the growth of evaporation. The intensive activity of snow “guns” has the influence on the albedo of the surface in the neighbourhood of ski routes. This causes longer covering the ground by snow.

The intensity of the change of the chemical composition of air by the emission of the pollutions depends on, among others, the propriety of the bottom layer of the atmosphere. The vertical movements of the air are facilitated or made difficult by these proprieties. The stable conditions disturb in the vertical movement of the air. The largest difficulties for these vertical movements take place when the temperature grows up with the altitude (inversion of the air temperature). The inversions appear often in mountain valleys. The change of the chemical composition and the quality of the air under the inversion layer, in the case of the location of the sources of pollutions in the bottoms of valleys, is considerable. The inversions of temperature in the cool season can last several days. The 8 day-long example from Nowy Targ area has been showed by Orlicz and Orliczowa (1955).

The largest concentrations of the air pollutions in the territory of the former nowosądeckie voivodship were present in the Nowy Sącz Basin, in Zakopane, and in the region of Gorlice (Miczyński 1989).

The changes of water surfaces and marsh areas have the influence on the change of the local climate. This concerns both water reservoirs and irrigation or drying the terrain. The water reservoirs on San river in Myczkowce and in Solina (created in the 1960s) are the example. The frequency of the occurrence of

atmospheric calms is smaller after building the water reservoir (Lewińska 1974). The creation of the artificial reservoir of water on Raba river (near Dobczyce) limited the possibility of the formation of the cold air inversions (Obrębska-Starkłowa and Grzyborowska 1995). The changes of the land use on slopes can make difficult or facilitate the movement of the cool air to the valleys (planting or cutting the trees, new buildings).