

## OBLICZENIOWY WSPÓŁCZYNNIK ZMĘTNIEŃ ATMOSFERY DLA OBSZARU POLSKI

Dariusz HEIM<sup>\*</sup>, Piotr NAROWSKI<sup>\*\*</sup>, Eliza SZCZEPAŃSKA<sup>\*</sup>

<sup>\*</sup> Politechnika Łódzka, Katedra Fizyki Budowli i Materiałów Budowlanych  
Al. Politechniki 6, 90-924 Łódź, e-mails: [dariusz.heim@p.lodz.pl](mailto:dariusz.heim@p.lodz.pl), [eliza.szczepanska@gmail.com](mailto:eliza.szczepanska@gmail.com)

<sup>\*\*</sup> Politechnika Warszawska, Instytut Ogrzewnictwa i Wentylacji  
ul. Nowowiejska 20, 00-653 Warszawa, e-mail: [piotr.narowski@is.pw.edu.pl](mailto:piotr.narowski@is.pw.edu.pl)

**Streszczenie:** W referacie przedstawiono metodologię wyznaczania współczynnika zmętnienia opartą na podejściu Linke'go wraz z późniejszymi modyfikacjami. Zamieszczono wyznaczone, dla 6-ciu wybranych lokalizacji obszaru Polski, wartości obliczeniowe oraz znormalizowane w poszczególnych miesiącach. Dodatkowo przedstawiono średnie roczne wartości współczynnika zmętnienia. Znajomość wartości współczynnika niezbędna jest do wyznaczania poziomu natężenia oświetlenia zewnętrznego przy bezchmurnych nieboskłonach. Zaproponowana metoda wyznaczania współczynnika zmętnienia wykorzystuje pomierzone wartości meteorologiczne dla danej miejscowości i ma charakter iteracyjny. W opracowanym algorytmie wykorzystano powszechnie znane modele rozpraszania promieniowania słonecznego w atmosferze oraz modele natężenia promieniowania słonecznego dla czystego nieba. Wykorzystano również model podziału mierzonego natężenia promieniowania całkowitego na powierzchnię poziomą, na składową bezpośrednio i rozproszoną.

**Słowa kluczowe:** współczynnik zmętnienia atmosfery, metodologia Linke'go, promieniowanie słoneczne, natężenie oświetlenia, dane meteorologiczne.

### 1. WPROWADZENIE

Problematyka wykorzystania światła dziennego dla zapewnienia odpowiednich warunków oświetleniowych we wnętrzach budynków staje się w ostatnim okresie niezwykle istotna. Jest to zagadnienie interdyscyplinarne z pogranicza budownictwa, architektury, inżynierii środowiska, elektroenergetyki oraz medycyny. Dotyczy zarówno zagadnień związanych z komfortem oświetleniowym i bezpieczeństwem pracy, kształtowaniem architektonicznego klimatu wnętrz i estetyką w architekturze oraz oszczędnością energii i ochroną środowiska. Na tym tle niezwykle istotne staje się właściwe podejście do projek-

owania systemów oświetlenia dziennego już na etapie koncepcji architektonicznej.

W chwili obecnej podstawowymi narzędziami obliczeniowymi są programy symulacyjne, za pomocą których możliwe jest w sposób niezwykle precyzyjny określenie rzeczywistego rozkładu natężenia oświetlenia bądź luminancji. Stosowane w nich modele oparte są głównie na metodzie Śledzenia Promienia [1] i wymagają precyzyjnego określenia warunków brzegowych – m.in. rozkładu luminancji nieboskłonu. W zależności od rodzaju wyznaczonego parametru zaleca się korzystanie z jednego z trzech modeli nieboskłonów: pokrytego chmurami, częściowo zachmurzonego bądź bezchmurnego. Dla nieboskłonów pokrytych podstawowym źródłem rozpraszania promieniowania słonecznego są chmury. W przypadku nieboskłonów bezchmurnych i pokrytych niewielką ilością chmur wzrasta znaczenie zmniejszenia przezroczystości atmosfery ziemskiej związane z obecnością licznych, drobnych cząstek stałych lub ciekłych, tzw. aerozoli atmosferycznych. Cząstki o wielkości ok.  $10^{-4}$  mm powodują zmętnienie opalizujące, polegające na niebieskawym zabarwieniu odległych przedmiotów (niebieski woal), natomiast cząstki większe (o średnicy większej niż długość fali świetlnej) zmętnienie o barwie mlecznobiałej. Zmętnienie atmosfery jest szczególnie intensywne na obszarach zurbanizowanych, zachodzi także podczas wybuchów wulkanów, pożarów lasów i w czasie wiatrów przenoszących z pustyń piasek i pył. W czystej i suchej atmosferze, promieniowanie słoneczne jest osłabiane wyłącznie przez niezmiennie, długotrwałe składniki atmosfery, których zawartości są prawie stałe. W tych warunkach promieniowanie słoneczne może być obliczane jako funkcja grubości optycznej. Stopień tego rozpraszania określony jest poprzez współczynnik zmętnienia atmosfery, który po raz pierwszy określony został w roku

1922 przez Linke'go [2]. Współczynnik zmętnienia Linke'go  $T_L$  reprezentuje grubość czystej i suchej atmosfery niezbędnej do wywołania ekstynkcji promieniowania pozaziemskiego jakie ma miejsce w rzeczywistej atmosferze. Indeks ten jest zintegrowany dla wszystkich długości fal w paśmie widzialnym i osiąga minimalną wartość 1. Wartość współczynnika można otrzymać bezpośrednio z pomiarów pirheliometrycznych lub wyznaczyć w sposób pośredni z odpowiednich zależności matematycznych.

## 2. WSPÓLCZYNNIK ZMĘTNIENIA

Współczynnik zmętnienia atmosfery Linkego  $T_L$  definiuje się jako liczbę atmosfer Rayleigh'a  $\delta_R(m)$  odpowiadającą aktualnej grubości optycznej atmosfery  $\delta(m)$ :

$$T_L = \frac{\delta(m)}{\delta_R(m)} \quad (1)$$

Ponieważ obserwuje się dobowe wahania współczynnika zmętnienia normalizuje się go do masy optycznej atmosfery równej 2:

$$T_L(2) = \frac{T_L(m) \cdot \delta_R(m)}{\delta_R(2)} \quad (2)$$

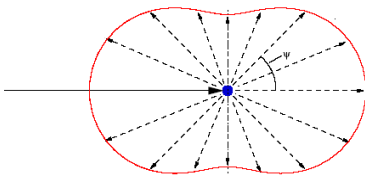
Atmosfera Rayleigh'a to czysta i sucha atmosfera, w której występuje jedynie rozpraszanie Rayleigh'a promieniowania słonecznego na cząsteczkach gazów tworzących atmosferę, rys. 2. Grubość optyczna  $\delta_R(m)$  atmosfery Rayleigh'a zależy od masy optycznej atmosfery  $m$  [3].

Zależność ta może być aproksymowana dla masy optycznej  $m < 20$  za pomocą zależności Kastena i Page'a :

$$\delta_R(m) = \frac{1}{6,6296 + 1,7513m - 0,1202m^2 + 0,0065m^3 - 0,00013m^4} \quad (3)$$

natomiast dla  $m \geq 20$  za pomocą wzoru:

$$\delta_R(m) = \frac{1}{10,4 + 0,718m} \quad (4)$$



Rys. 1. Rozpraszanie Rayleigh'a na cząsteczce atmosfery.  
Fig. 1. Rayleigh dispersion at the atmospheric elementary particle.

Masa optyczna atmosfery  $m$  oznaczana często jako AM reprezentuje drogę promieniowania słonecznego w atmosferze, rys. 2. Wielkość ta jest zależna od kąta zenitalnego Słońca oraz wysokości punktu obserwacji nad poziomem morza. Masę optyczną można obliczyć za pomocą zależności Kastena i Younga [4]:

$$m = \frac{1 - z/10000}{\cos \theta_z + 0,50572 \cdot (96,07995 - \theta_z)^{-1,6364}} \quad (5)$$

gdzie  $z$  jest wysokością punktu obserwacji nad poziomem morza w metrach natomiast  $\theta_z$  jest kątem zenitalnym Słońca, czyli kątem pomiędzy zenitem a aktualnym kierunkiem między punktem obserwacji a Słońcem wyrażonym w stopniach.

Zgodnie z prawem Bourgera – Lamberta natężenie promieniowania słonecznego padającego na powierzchnię normalną do kierunku Słońca w punkcie obserwacji  $I_{DN}$  można wyrazić za pomocą równania:

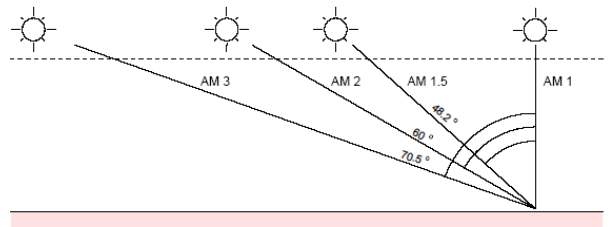
$$I_{DN} = I_{SC} \cdot \exp(-\delta(m) \cdot m) \quad (6)$$

gdzie  $I_{SC}$  to aktualna wartość natężenia promieniowania słonecznego na granicy atmosfery padającego na powierzchnię prostopadłą do promieniowania słonecznego. Równanie to można wyprowadzić z równania różniczkowego opisującego ekstynkcję promieniowania słonecznego w atmosferze:

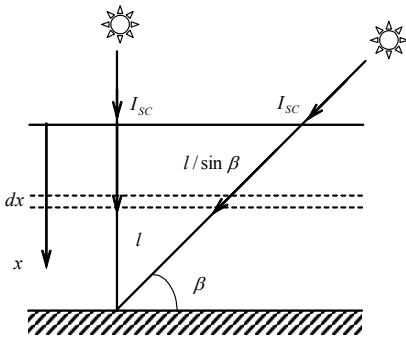
$$\frac{dI(x)}{dx} = k \cdot I(x) \quad (7)$$

Uwzględniając powyższe zależności można wyznaczyć zależność określającą współczynnik zmętnienia atmosfery Linkego:

$$T_L = \ln \left( \frac{I_{DN}}{I_{SC}} \right) \cdot \left( -\frac{1}{\delta_R(m) \cdot m} \right) \quad (8)$$



Rys. 2. Zależność masy optycznej atmosfery od kąta zenitalnego.  
Fig. 2. Relation between optical atmospheric mass and zenith angle



Rys. 3. Droga promieniowania słonecznego w atmosferze  
Fig. 3. Solar radiation way through the atmosphere

Wartość bezpośredniego natężenia promieniowania słonecznego na powierzchnię normalną można określić na podstawie pomiaru bezpośredniego natężenia promieniowania słonecznego na powierzchni poziomej  $I_{DN}$  oraz wysokości Słońca nad horyzontem  $\beta$ .

$$I_{DN} = \frac{I_{DH}}{\sin \beta} \quad (9)$$

Współczynnik zniekształcenia atmosfery Linkego wyznaczany jest dla warunku:

$$\frac{I_d}{I_{TH}} \leq 0,3 \quad (10)$$

gdzie  $I_d$  to wartość natężenia promieniowania słonecznego rozproszonego, natomiast  $I_{TH}$  wartość pomierzonego całkowitego promieniowania słonecznego na powierzchni poziomej.

### 3. STAŁA SŁONECZNA

Stała słoneczna to średnia roczna wartość całkowitego natężenia promieniowania słonecznego padającego na powierzchnię normalną na granicy atmosfery wynosząca  $I_0 = 1367 \text{ W/m}^2$ . Orbita Ziemi jest eliptyczna, co powoduje, że w czasie jej ruchu wokół Słońca zmienia się odległość między oboma ciałami. W wyniku tego w czasie roku zmienia się wartość natężenia promieniowania słonecznego na granicy atmosfery. Chwilową wartość tego natężenia promieniowania można obliczyć na podstawie wzoru:

$$I_{SC} = \varepsilon \cdot I_0 \quad (11)$$

gdzie  $\varepsilon$  to kwadrat stosunku średniej odległości Ziemia – Słońce do wartości bieżącej:

$$\varepsilon = \left( \frac{r_{ES}}{r_{ES}} \right)^2 \approx 1,00011 + 0,034221 \cdot \cos d + 0,00128 \cdot \sin d + 0,000719 \cdot \cos 2d + 0,000077 \cdot \sin 2d \quad (12)$$

gdzie  $d$  jest dobowym kątem orbity Ziemi wyrażonym w radianach licząc od pierwszego stycznia.

Podział mierzonej wartości całkowitego natężenia promieniowania słonecznego na powierzchnię poziomą na składową bezpośrednią i rozproszoną.

Dostępne dane pomiarowe zawierają wartości natężenia promieniowania słonecznego na powierzchnię poziomą  $I_{TH}$ . W celu wyznaczenia składowej bezpośredniej posłużono się modelem opartym o indeks czystości nieboskłonu zdefiniowany jako stosunek natężenia promieniowania słonecznego na granicy atmosfery  $I_{SCH}$  do całkowitego natężenia promieniowania dla powierzchni poziomej  $I_{TH}$  w punkcie obserwacji:

$$k_t = \min \left( \frac{I_{SCH}}{I_{TH}}; 0,9 \right) \quad (13)$$

Rozkładu wartości całkowitego natężenia promieniowania słonecznego na powierzchnię poziomą  $I_{TH}$  na wartość promieniowania rozproszonego  $I_d$  dokonuje się na podstawie modelu Erbsa, Kleina i Duffie'go:

$$\frac{I_d}{I_{TH}} = \begin{cases} 0,99 & \text{dla } k_t \leq 0,17 \\ 1,188 - 2,272 \cdot k_t + 9,473 \cdot k_t^2 - 21,865 \cdot k_t^3 + 14,648 \cdot k_t^4 & \text{dla } 0,17 < k_t \leq 0,75 \\ -0,54 \cdot k_t + 0,632 & \text{dla } 0,75 < k_t < 0,80 \\ 0,2 & \text{dla } k_t \geq 0,80 \end{cases} \quad (14)$$

Wartość natężenia promieniowania bezpośredniego na powierzchnię poziomą oblicza się jako różnicę pomiędzy promieniowaniem całkowitym i rozproszonym:

$$I_{DH} = I_{TH} - I_d \quad (15)$$

Przy obliczaniu bezpośredniego natężenia promieniowania słonecznego na powierzchnię normalną należy sprawdzić, czy wartość ta nie przekracza wartości maksymalnej obliczanej dla uproszczonego modelu czystego nieboskłonu  $I_{DN \max}$ :

$$I_{DN \max} = 0,866 \cdot I_{SC} \cdot \exp \left( -0,08 \frac{1}{\cos \Theta_z} \right) \quad (16)$$

W przypadku, gdy  $I_{DN} > I_{DNmax}$  należy skorygować obliczane wartości natężenia promieniowania słonecznego rozproszonego i bezpośredniego na powierzchnię poziomą tak, aby ich suma była równa pomierzonej wartości natężenia promieniowania całkowitego.

Jeżeli w czasie obliczeń dostępny jest znormalizowany średni współczynnik zmętnienia atmosfery Linkego wówczas korektę natężenia promieniowania słonecznego na powierzchnię normalną należy dokonać porównując obliczoną wartość z wartością maksymalną dla modelu bezpośredniego promieniowania dla czystego nieba Page'a i Dumortier'a :

$$I_{DNmax} = I_{SC} \cdot e^{(-0,8662 \cdot T_L(2) \cdot \delta_R(m) \cdot m)} \quad (17)$$

#### 4. ŹRÓDŁOWE DANE METEOROLOGICZNE

Do przeprowadzenia obliczeń współczynnika zmętnienia atmosfery niezbędne są dane pomiarowe. Z bazy danych meteorologicznych wygenerowane zostały zbiory danych służące do wyznaczenia wartości  $T_L$ . Wygenerowane zbiory zawierały dane źródłowe z okresu trzydziestu lat począwszy od roku 1971, a skończywszy na roku 2000, dla stacji meteorologicznych z obszaru Polski posiadających ciągi danych terminowych co najmniej 3-godzinne z okresu co najmniej 10 lat.

Z pośród 61 stacji, dla których zostały wygenerowane dane źródłowe, 43 stacje posiadają pełne ciągi danych dla 30 lat. Dla pozostałych 19 stacji meteorologicznych długości ciągów danych źródłowych wynoszą od 11 do 29 lat, z tym, że nie zawsze są to kolejne lata.

Wygenerowane dane źródłowe zawierały dane obserwacyjne godzinowe lub 3-godzinowe. W przypadku danych obserwacyjnych o 8 terminach w ciągu doby przeprowadzono interpolację w celu wyznaczenia danych godzinowych. Wszelkie dalsze analizy ciągłości i spójności danych wykonywane były podczas wyznaczania typowych lat meteorologicznych. Dane źródłowe wykorzystane do wyznaczenia współczynnika zawierały następujące mierzone lub obserwowane parametry meteorologiczne: kod stacji, rok, miesiąc, dzień, godzina, zachmurzenie ogólne, zachmurzenie w czterech warstwach chmur (od chmur niskich do chmur wysokich), kierunek wiatru, prędkość wiatru, opad za 6 godzin, temperatura termometru suchego, wilgotność względna powietrza, ciśnienie barometryczne, parametr pogody bieżącej, parametr pogody ubiegłej, wartości promieniowania całkowitego na powierzchnię poziomą. Dane te w postaci plików tekstowych zawierających 30 lat x 8760 godzin = 262800 linii z 16 parametrami stanowiły punkt wyjścia do wyznaczenia współczynników zmętnienia atmosfery.

#### 5. ALGORYTM OBLICZENIOWY

Metoda wyznaczania współczynnika zmętnienia atmosfery Linkego dla danej miejscowości na podstawie pomierzonych wartości meteorologicznych ma charakter iteracyjny. Dla każdego rekordu danych meteorologicznych, dla którego zmierzona wartość całkowitego natężenia promieniowania słonecznego na powierzchnię poziomą jest większa od zera za pomocą opisanych powyżej zależności i geometrii słonecznej wyznacza się zbiór następujących danych: kod stacji, rok, miesiąc, dzień, godzina GMT, zachmurzenie ogólne 0 - bezchmurnie, 8 - zachmurzenie całkowite, całkowite natężenie promieniowania na powierzchnię poziomą  $W/m^2$ , natężenie promieniowania na granicy atmosfery  $W/m^2$ , wysokość słońca rad, azymut słońca rad, wskaźnik przejrzystości atmosfery  $k_t$ , natężenie promieniowania bezpośredniego na powierzchnię poziomą  $W/m^2$ , natężenie promieniowania rozproszonego  $W/m^2$ , natężenie promieniowania bezpośredniego na powierzchnię normalną  $W/m^2$ , całkowite natężenie promieniowania na powierzchnię normalną  $W/m^2$ , masa optyczna atmosfery, grubość optyczna czystej suchej atmosfery Rayleigh'a, współczynnik zmętnienia atmosfery Linkego, znormalizowany współczynnik zmętnienia atmosfery Linkego dla masy optycznej = 2, aktualna grubość optyczna atmosfery, teoretyczne natężenie bezpośredniego promieniowania słonecznego na powierzchnię normalną dla czystego nieba  $W/m^2$ , teoretyczne natężenie rozproszonego promieniowania słonecznego dla czystego nieba  $W/m^2$ , teoretyczne natężenie całkowitego promieniowania słonecznego na powierzchnię poziomą dla czystego nieba  $W/m^2$ , wskaźnik czystości nieba.

W pierwszym przybliżeniu natężenie bezpośredniego promieniowania słonecznego na powierzchnię normalną oblicza się uwzględniając kryterium maksymalnej wartości:

$$I_{DNmax} = 0,866 \cdot I_{SC} \cdot \exp\left(-0,08 \frac{1}{\cos \Theta_z}\right) \quad (18)$$

Następnie dla wszystkich miesięcy z wielolecia wyznacza się uwzględniając tylko niezerowe wartości średnie współczynniki zmętnienia atmosfery Linkego oraz jego wartości znormalizowane. Na podstawie tak wyznaczonych wartości oblicza się następnie wartości średnie dla każdego miesiąca. Otrzymane w ten sposób średnie wieloletnie wartości współczynnika zmętnienia atmosfery Linkego dla danej miejscowości przyjmowane są w kolejnym kroku iteracyjnym do obliczeń korekcyjnych maksymalnego natężenia promieniowania bezpośredniego na powierzchnię poziomą wg wzoru:

$$I_{DNmax} = I_{SC} \cdot e^{(-0,8662 \cdot T_L(2) \cdot \delta_R(m) \cdot m)} \quad (19)$$

Obliczenia powtarza się tak długo aż w kolejnym kroku obliczane średnie miesięczne z wielolecia wartości współczynnika zmętnienia atmosfery Linkego oraz ich wartości znormalizowane nie ulegają zmianie.

## 6. OBLICZENIOWE I ZNORMALIZOWANE WARTOŚCI WSPÓLCZYNNIKÓW $T_L$

Obliczenia współczynników zmętnienia atmosfery przeprowadzono dla poszczególnych miesięcy okresu trzydziestoletniego (1971-2000), dla rejonów silnie, średnio i słabo zurbanizowanych. Jako rejon reprezentatywny wybrano miasta: Łebę, Piłę, Warszawę, Sulejów, Katowice i Zakopane. W tabeli 1 zamieszczono średnie roczne  $T_L$  oraz średnie roczne znormalizowane  $T_{L2}$  wartości współczynnika zmętnienia atmosfery. Natomiast w tabeli 2 i 3 oraz na rys. 4 podano średnie  $T_L(m)$ , oraz średnie znormalizowane  $T_{L2}(m)$  wartości współczynników zmętnienia dla poszczególnych miesięcy.

Tabela 1. Średnie roczne współczynniki  $T_L$  oraz znormalizowane  $T_{L2}$  (dla  $AM=2$ ) współczynniki zmętnienia.

Table 1. Yearly mean values of turbidity factors  $T_L$  and normalized (for  $AM=2$ ) turbidity factors  $T_{L2}$ .

Lokalizacja	$T_L$	$T_{L2}$
ŁEBA	2,36	2,32
PIŁA	2,59	2,60
WARSZAWA	2,62	2,63
SULEJÓW	2,68	2,74
KATOWICE	2,56	2,60
ZAKOPANE	2,63	2,66

Otrzymane wartości średnich rocznych współczynników zmętnienia atmosfery dla większości miast (z wyjątkiem Łeby) są bardzo zbliżone. Niższe wartości otrzymane dla miejscowości nadmorskiej wynikają niewątpliwie z dużej zawartości pary wodnej w powietrzu oraz znacznego zamglenia na przestrzeni całego roku.

Natomiast wyniki otrzymane dla poszczególnych miesięcy różnią się znacznie dla poszczególnych lokalizacji. Stosunkowo zbliżone, w ciągu całego roku, współczynniki otrzymano dla miast północy Polski: Łeby i Piły (z

wyjątkiem czerwca, kiedy dla Łeby odnotowano najwyższą średnią wartość współczynnika  $T_{L2}$ ). Dla pozostałych lokalizacji widoczna jest istotna zmiana wartości dla miesięcy letnich, zaś dla Zakopanego ponad dwukrotny wzrost zaobserwowano już w miesiącu kwietniu. Zaskakujące w miesiącach letnich są wysokie wartości współczynnika  $T_{L2}$  dla dużych, silnie zurbanizowanych i uprzemysłowionych miast: Warszawy i Katowic.

## 7. WNIOSKI I PODSUMOWANIE

W pracy przedstawiono metodologię obliczania współczynnika zmętnienia atmosfery wg Linkego z wykorzystaniem danych meteorologicznych dostępnych w Polsce. Potrzebne dane mierzone były w stacjach IMGW lub wyznaczane na drodze obliczeń pośrednich. Obliczenia wykonano za pomocą autorskiej metody iteracyjnej uwzględniającej obliczone w poprzednich krokach obliczeniowych, wartości współczynników zmętnienia atmosfery. W obliczeniach wykorzystano mierzone i obserwowane dane meteorologiczne z trzydziestolecia dla wybranych sześciu miejscowości reprezentującą obszar o różnym stopniu zurbanizowania. Na tej podstawie średni całoroczny współczynnik zmętnienia atmosfery wyznaczono równy 2,62 zaś znormalizowany na poziomie 2,65.

### DESIGNED TURBIDITY FACTOR FOR POLISH CLIMATIC CONDITIONS

**Summary:** The paper presents methodology and calculation procedure of Linke turbidity factor for Polish climatic conditions. According with presented procedure the values of Linke and Normalized Linke Turbidity factors are estimated for six localizations in Poland.

### Literatura

- [1] Larson G.W., Shakespeare R.; *Rendering with Radiance – The Art and Science of Lighting Visualization*. Morgan Kaufman Publishers Inc., San Francisco, California, 1998.
- [2] Linke F.; Transmissions-Koeffizient und Trubungsfaktor, *Beitr. Phys. Fr. Atmos.* 10, 91-103, 1922.
- [3] Kasten F.; The Linke turbidity factor based on improved values of the integral Rayleigh optical thickness, *Solar Energy* 56(3), pp.239-244, 1996
- [4] Kasten F., Young T.; Revised optical air mass tables and approximation formula, *Applied Optics* 28, 4735-4738, 1989

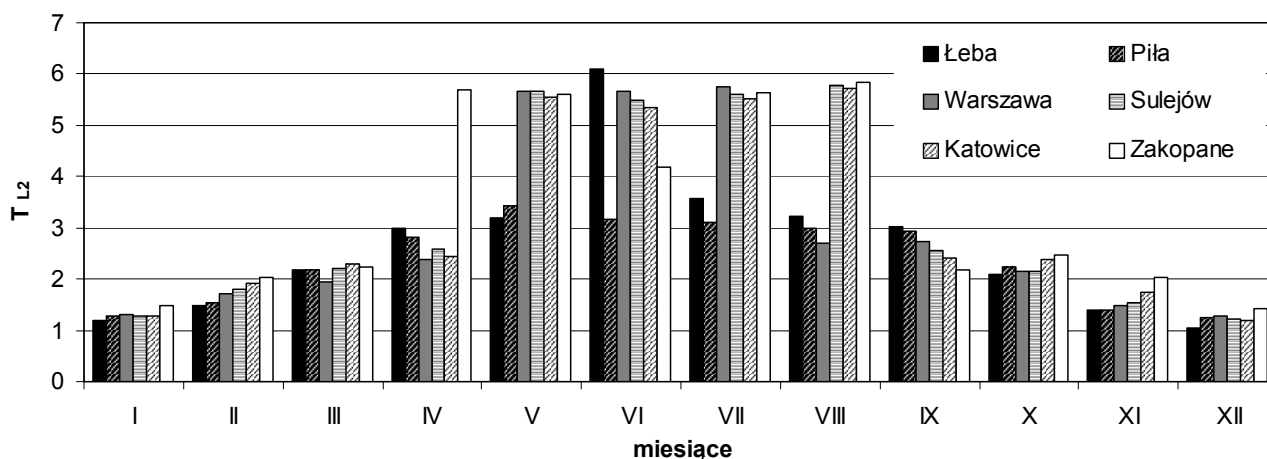
Praca naukowa finansowana ze środków budżetowych na naukę w latach 2005-2007, jako projekt badawczy nr 4 T07E 033 28.

Tabela 2. Średni miesięczny współczynnik zmgętnienia atmosfery  $T_L$   
 Table 2. Monthly mean turbidity factor  $T_L$

Lokalizacja	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
ŁEBA	1.60	1.70	2.18	2.80	2.98	5.39	3.28	2.97	2.92	2.23	1.70	1.47
PIŁA	1.60	1.72	2.15	2.66	3.28	3.04	3.00	2.86	2.79	2.35	1.66	1.66
WARSZAWA	1.63	1.87	2.06	2.46	5.03	4.99	5.08	2.67	2.63	2.22	1.73	1.67
SULEJÓW	1.55	1.95	2.19	2.55	5.03	4.83	4.94	5.16	2.58	2.22	1.75	1.52
KATOWICE	1.52	2.00	2.26	2.43	4.90	4.67	4.85	5.10	2.45	2.41	1.94	1.47
ZAKOPANE	1.70	2.11	2.26	5.06	4.89	3.87	4.88	5.12	2.26	2.43	2.19	1.67

Tabela 3. Średni, znormalizowany (dla AM=2) miesięczny współczynnik zmgętnienia atmosfery  $T_{L2}$   
 Table 3. Monthly, normalized (for AM=2) mean turbidity factor  $T_{L2}$

Lokalizacja	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
ŁEBA	1.20	1.48	2.17	2.99	3.19	6.10	3.57	3.24	3.01	2.09	1.38	1.05
PIŁA	1.27	1.54	2.16	2.80	3.42	3.17	3.10	2.99	2.93	2.24	1.41	1.26
WARSZAWA	1.31	1.71	1.96	2.39	5.65	5.66	5.74	2.70	2.74	2.16	1.49	1.29
SULEJÓW	1.29	1.81	2.22	2.57	5.67	5.49	5.59	5.78	2.55	2.15	1.53	1.21
KATOWICE	1.28	1.90	2.29	2.45	5.55	5.33	5.51	5.73	2.42	2.38	1.75	1.19
ZAKOPANE	1.48	2.04	2.24	5.70	5.60	4.19	5.63	5.83	2.18	2.46	2.02	1.41



Rys. 4. Średni, znormalizowany (dla AM=2) miesięczny współczynnik zmgętnienia atmosfery  $T_{L2}$   
 Fig. 4. Monthly, normalized (for AM=2) mean turbidity factor  $T_{L2}$