

Ekstynkcja Promieniowania słonecznego
w paśmie widzialnym w atmosferze

Krzysztof Markowicz

Niniejsza praca powstała na podstawie pomiarów natężenia promieniowania w paśmie widzialnym prowadzonych w latach 1992-1994 na stacji meteorologicznej MK1-260 przy pomocy luksomierza. Pomiarzy były prowadzone na dwóch wysokościach 260 m.n.p.m oraz 360 m.n.p.m. przy bezchmurnej pogodzie. Dotyczy ona problemu osłabienia promieniowania zarówno w dolnej warstwie troposfery jak i w całej atmosferze w zależności od różnych warunków pogodowych.

W wyniku pomiarów natężenia oświetlenia na różnych wysokościach otrzymano różnice w wartościach w skrajnych przypadkach dochodzące do kilkunastu procent.

Strzyżów luty 1993

Praca została nagrodzona w II Ogólnopolskim konkursie prac naukowych z Fizyki organizowanym przez Polska Akademię Nauk, Warszawa 1993.

1. Wahania stałej słonecznej a temperatura Ziemi.

Główna część promieniowania słonecznego dochodzącego do górnej atmosfery mieści się w paśmie widzialnym (45%) i podczerwonym (46%). Jedyne 9% energii jest przenoszone w postaci fal ultrafioletowych. Zakładając iż Słońce jest ciałem doskonale czarnym co w rzeczywistości jest dobrze spełnione, można łatwo obliczyć z prawa Wiena że maksymalna ilość energii jest przenoszona przez fale o długości około 0.5 mm a więc znajduje się one w paśmie widzialnym.

Natężenie promieniowania słonecznego dochodzące do górnej atmosfery nie jest wielkością stałą jakby to sugerowała jego nazwa "stała słoneczna", zmienia się w zależności od położenia Ziemi wobec Słońca. Obrót Ziemi po trajektorii eliptycznej wywołuje roczne zmiany odległości od Słońca. Na początku roku Ziemia znajduje się w peryhelium (3 styczeń) zaś pół roku później w aphelium. Pomimo tego iż mimośród orbity ziemskiej jest bardzo mały zmiany stałej słonecznej są dość znaczące. Znajac całkowitą energię wypromieniowaną przez Słońce $P=3.86 \cdot 10^{26}$ W, możemy obliczyć natężenie promieniowania "I" na granicy górnej atmosfery w dwóch skrajnych położeniach Ziemi wobec Słońca.

$$I = \frac{P}{4\pi a^2}$$

gdzie $4\pi a^2$ oznacza powierzchnie sfery na powierzchni której znajduje się Ziemia
a - chwilowa odległość Ziemi od słońca. Gdy Ziemia znajduje się w aphelium stała słoneczna wynosi: $I_a=1327.7 \text{ Wm}^{-2}$ zaś gdy planeta znajduje się w peryhelium $I_p=1419.6 \text{ Wm}^{-2}$. Jak wynika z powyższych wyliczeń zmiany stałej słonecznej są dość duże dochodzące nawet do 100 Wm^{-2} w ciągu roku. Wahania tego parametru energetycznego wynoszą $\pm 3.3\%$. Średnio przyjmuje się że stała słoneczna wynosi $I=1372.5 \text{ Wm}^{-2} \pm 3.3\%$ Zatem dla pasma widzialnego wynosi $I_w=617.6 \text{ Wm}^{-2} \pm 3.3\%$

Wpływ ruchu obrotowego na zmiany ilości energii dochodzącej do planety nie jest jedyny. Bardzo ważnym elementem jest aktywność słońca ulegająca różnym cyklom czasowym. Zmiany ilości energii docierającej do górnej atmosfery wpływają na wahania temperatury globu. Zapiszmy w celu obliczenia tych zmian bilans promieniowania Ziemi. Energia pochłonięta przez powierzchnie Ziemi wznosi

$$E_p = I_0(100\% - A)\pi r^2$$

zaś uchodzące

$$E_u = S\varepsilon\sigma T^4$$

gdzie $S = 4\pi r^2$

W stanie równowagi promieniowania zachodzi równość $E_p = E_u$ czyli

$$I(100\% - A) = 4\varepsilon\sigma T^4$$

Powyższe równanie jest bardzo uproszczone, ponieważ zakłada brak atmosfery a temperatura powierzchni gruntu obliczona z niego nosi nazwę efektywnej i wznosi

$$T_{\text{eff}} = \sqrt[4]{\frac{I(100\% - A)}{4\varepsilon\sigma}}$$

Przyjmując planetarne albedo Ziemi $A = 34\%$ oraz zdolność emisyjną $\varepsilon = 0.95$ otrzymujemy efektywną temperaturę Ziemi (σ -stała S. Boltzmana) $T_{\text{eff}} = 254,6^\circ\text{K} \pm 2^\circ\text{K}$. Zatem zmiany temperatury efektywnej w roku dochodzą do 4° .

Rzeczywista temperatura powierzchni ziemi jest dużo wyższa, przyczynia się do tego atmosfera, która dużą część promieniowania uchodzącego pochłania i jednocześnie emituje promieniowanie "zwrotne" w kierunku Ziemi. Jest to promieniowanie daleko podczerwone. Tą długość Ziemia dobrze pochłania przez co temperatura jej się pownosi. Jednak zmiany temperatury efektywnej są podobne do zmian rzeczywistej temperatury planety, Wahania temperatury efektywnej na półkuli północnej zmniejszają faktyczną amplitudę temperatury roku. W związku z tym iż w zimie odległość Ziemi od Słońca jest mniejsza niż w lecie. Na Półkuli południowej zmiany te sumują się i doprowadzają w ten sposób do większych amplitud. Są one jednak maskowane przez globalną cyrkulację powietrza. Wieloletnie zmiany aktywności Słońca w odróżnieniu do rocznych zmian stałej słonecznej przynoszą wyraźne zmiany temperatury na całym globie. Wzrost ilości plam na Słońcu zwiększa natężenie promieniowania przez co temperatura Ziemi podnosi się. To dalej pociąga za sobą intensywność parowania, wzrost ciśnienia pary wodnej a więc i ilości opadu. Tak więc aktywność Słońca jest silnie powiązana z klimatem globu.

2. Ekstynkcja promieniowania słonecznego w dolnej troposferze

Światło słoneczne przechodząc przez atmosferę jest pochłaniane głównie na dwóch wysokościach. W stratosferze i dolnej troposferze. W pierwszym przypadku substancją wywołującą to zjawisko jest ozon gromadzący się w warstwie od 15 do 50 km. W drugim przypadku zasadniczą rolę odgrywają 2 substancje para wodna i tlen. Wysokie temperatury w dolnej atmosferze prowadzą do magazynowania dużych ilości pary wodnej, która silnie pochłania pasmo widzialne. Dodatkowo wysokie ciśnienia pary wodnej są przyczyną intensywnej kondensacji i tworzenia gęstych chmur. Chmury bardzo silnie pochłaniają światło a jednocześnie rozpraszają go.

W przygruntowych warstwach powietrza wskutek dużego ciśnienia atmosferycznego następuje pochłanianie przez tlen i zanieczyszczenia powietrza.

Natężenie promieniowania bezpośredniego "I" (promieniowanie na powierzchnie prostopadłą do promieni słonecznych) po przejściu przez atmosferę wyraża się wzorem Lambert-Brodhuna

$$I = I_0 \exp(-x\beta)$$

β - współczynnik ekstynkcji, I_0 - stała słoneczna, x - droga jaką pokonuje promieniowanie w czasie przechodzenia przez atmosferę. Współczynnik ekstynkcji zależy od grubości atmosfery i długości fali promieniowania. Aby uniknąć pierwszej zależności wprowadźmy inny parametr opisujący osłabienie promieniowania tzw. współczynnik przezroczystości "p" wyrażający się wzorem:

$$p = \exp(-h\beta)$$

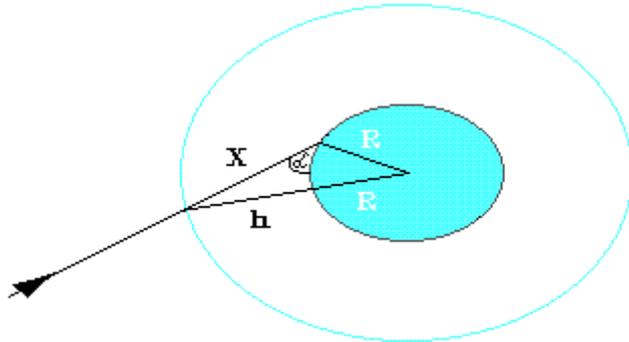
gdzie h - oznacza grubość atmosfery przez jaką przechodzi promieniowanie gdy Słońce jest w zenicie. Stosunek $x/h = m$, jest optyczna masa atmosfery, zatem:

$$I = I_0 \exp(-hm\beta)$$

podstawiając za "p" otrzymujemy;

$$I = I_0 p^m$$

Obliczmy teraz jak zależy masa optyczna od kąta nachylenia Słońca do horyzontu. W tym celu obliczmy grubość powietrza przez jaką przechodzi promieniowanie z twierdzenia cosinusów (rys 1)



$$\cos(90 + \alpha) = -\frac{r^2 + x^2 - (r + h)^2}{2rh}$$

r -promień Ziemi

po krótkich przekształceniach otrzymujemy

$$-2rx \sin \alpha = r^2 + x^2 - r^2 - 2rh - h^2$$

redukując wyrażenia podobne dostajemy równanie kwadratowe

$$x^2 + 2rx \sin \alpha - 2rh - h^2 = 0$$

rozwiązując równanie kwadratowe otrzymujemy dwa rozwiązania lecz tylko jedno ma fizyczny sens:

$$x = \sqrt{r^2 \sin^2 \alpha + 2rh + h^2} - r \sin \alpha$$

podstawiając do wzoru na masę optyczną atmosfery za "x" otrzymuje się:

$$m = \frac{\sqrt{r^2 \sin^2 \alpha + 2rh + h^2} - r \sin \alpha}{h} \quad m =$$

Badania promieniowania w paśmie widzialnym wykonywano w dwóch punktach pomiarowych dla których różnica wysokości wynosiła $h=100\text{m}$. Za pomocą luxomierza mierzącego natężenie oświetlenia. Celem ich było wyznaczenie przezroczystości 100m warstwy powietrza. Dla tych warunków masę optyczną 100 metrowej warstwy powietrza zależną od kąta nachylenia Słońca, wartości jej przedstawia poniższa tabela.

kąt α [stopniach]	90	80	70	60	50	40	30	20	10	5	0
masa optyczna m	1.00	1.02	1.06	1.15	1.31	1.56	2.00	2.92	5.76	11.46	357.2

W tabeli zaniedbano wpływ zakrzywienia światła przechodzącego przez warstwę powietrza. Cechą charakterystyczną powyższych danych jest bardzo szybki wzrost masy optycznej a co za tym idzie grubości powietrza przez którą przechodzi promieniowanie dla małych kątów. Szczególnie przy kątach mniejszych od 5° .

Wywołane jest to cienką warstwą powietrza braną pod uwagę i dużym promieniem Ziemi. Tak olbrzymie wartości masy optycznej przy małych kątach wpływają na duże osłabienie promieniowania przy zachodzie Słońca. Takie warunki panują niemal przez cały dzień zimą wywołując znaczny spadek energii dostarczanej dolnemu punktowi pomiarowemu. Średni współczynnik przezroczystości powietrza dla pasma widzialnego wyraża się wzorem:

$$p = \sqrt{\frac{I_2}{I_1}}$$

I_1, I_2 - Natężenie promieniowania w paśmie widzialnym w górnym i dolnym punkcie.

Wyniki badań przedstawione poniżej charakteryzują się dużą zależnością od warunków meteorologicznych. Zaskakujące są wartości natężenia oświetlenia zanotowane w górnym i dolnym punkcie pomiarowym. Różnice natężenia wynoszą od kilku do kilkudziesięciu procent. Rosną one wraz ze zmniejszaniem się kąta nachylenia Słońca wskutek wzrostu masy optycznej. Wartości współczynnika przezroczystości powietrza uzależnione są od charakteru masy powietrza napływającego na obszar Strzyżowa, ciśnienia pary wodnej, siły wiatru, temperatury powietrza. Wahają się one od 0.887 do 0.995. Generalnie zimą obserwuje się wzrost a latem spadek jego wartości. Związane to jest z temperaturą a przez to z ciśnieniem pary wodnej. Wzrost zawartości pary wodnej w powietrzu przyczynia się do rozpraszania i absorpcji. Zmniejszając natężenie światła padające na powierzchnię. W lecie w skutek wysokiej temperatury a więc dzięki dużej prężności pary nasyconej i dziennemu intensywnemu parowaniu ciśnienie pary jest duże. Zmiany dobowe tego elementu wilgotności powietrza wywołane ranną kondensacją i podwyższonym w dzień parowaniem przyczyniają się do zmian przezroczystości powietrza podczas doby. Dlatego najlepszą widzialność rejestruje się w nocy zaś najslabszą w południe.

Wyniki pomiarów natężenia oświetlenia wykonanych przy bezchmurnej pogodzie przedstawia poniższa tabela

Wyniki pomiarów natężenia światła wykonane podczas bezchmurnej pogody temperatura powietrza, e ciśnienie pary wodnej, v-prędkość wiatru, I1-natężenie światła w dolnym punkcie, I2- natężenie światła w górnym punkcie

data	t[C]	e[hpa]	v[m/s]	warunki meteorologiczna	kąt a	I1[lx*10 ⁴]	I2[lx*10 ⁴]	p
24.12	-7.5	1.9	0	zamglenie, pogoda wyżowa,PPk	15	34	47.5	0.917
24.12	-8.0	1.7	0	bez zmian	4	18	33.5	0.958
07.12	4.9	5.0	5	bez zmian	14	43	46.5	0.981
16.01	-8.1	1.2	3	widzialność dobra PPk	17	53	54.5	0.992
16.01	-9.9	1.1	2	widzialność bardzo dobra PA	10	43.5	45	0.994
16.01	-12.9	1.1	0	bez zmian	6	37	39	0.994
06.12	7.1	8.5	5	bez zmian	16	38	45	0.955
24.11	5.8	6.3	10	pogoda niżowa PPk	18	48	51.5	0.979
15.05	10.0	5.5	4	klin wysokiego ciśnienia PA	43	60	60.5	0.995
31.07	29.4	15.4	6	plytki wyż PPk	56	59.5	66	0.918
01.08	23.0	18.8	2	bez zmian	30	41	50	0.906
01.08	29.6	21.1	1	bez zmian	57	58.5	66	0.903
08.08	30.2	14.5	1	rozległy wyż PZ	53	53.5	62.5	0.883

gdzie PPk - powietrze polarno kontynentalne, PPm - powietrze polarno morskie, PA - powietrze arktyczne, PZ - powietrze zwrotnikowe Duże znaczenie dla promieniowania słonecznego dochodzącego do ziemi ma rodzaj masy powietrza zalegającej na danym obszarze.

Największą przezroczystością odznacza się powietrze arktyczne związane jest to z pochodzeniem tej masy. Kształtowana jest ona w klimacie surowym gdzie ciśnienie pary wodnej jest małe i panuje dość niskie zanieczyszczenie atmosfery. Nieco mniejszą widzialnością charakteryzuje się powietrze polarne. Z tym iż jego odmiana morska jest bardziej przezroczysta od kontynentalnej masy. Najmniejszym współczynnikiem przezroczystości wyróżnia się powietrze zwrotnikowe ze względu na duże jego zapylenie. Masa ta kształtująca się nad Afryką przez prądy konwekcyjne zabiera drobiny piasku wywołując spadek przezroczystości chociaż wilgotność tej masy jest niewielka. W czasie adwekcji tej masy współczynnik osłabienia promieniowania "p" w Strzyżowie spada poniżej 0.9. Niemiejsze znaczenie na przezroczystości powietrza w Strzyżowie ma siła wiatru.

Miasto to leżąc w kotlinie szczególnie narażone jest na powstawanie smogu w okresie zimowym. Zanieczyszczenia wydobywające się z kominów tworzy chmurę dymu zawieszoną nisko nad miastem. W czasie wiatru sytuacja ta dzięki intensywnej wymianie poziomej i pionowej (turbulencja) nie zachodzi. Tak więc w dni o słabym wietrze (szczególnie rano i wieczorem oraz w nocy) przezroczystość powietrza silnie maleje. Latem opisana sytuacja jest mniej widoczna za sprawą spadku wydzielania zanieczyszczeń do atmosfery i intensywnych ruchów konwekcyjnych. Opisane wyniki pomiarów odnoszą się tylko do dolnej 100 metrowej warstwy troposfery. Wyżej za sprawą spadku ciśnienia atmosferycznego, prężności pary wodnej oraz obniżeniu się stężenia zanieczyszczeń współczynnik widzialności powietrza będzie większy rosnący w miarę posuwania się w górę. Z braku możliwości wykonania takich pomiarów nie przedstawiono danych dla wyższych warstw powietrza.

Byłyby one zapewne bardzo interesujące. Wahania współczynnika przezroczystości powietrza w zależności od warunków meteorologicznych wpływają na duże różnice w dopływie energii. W zimie są one największe wskutek niskiego położenia Słońca nad horyzontem. Dla $p=0.99$ do powierzchni ziemi dociera 93% energii, która dochodzi do górnej 100 metrowej warstwy powietrza, zaś dla $p=0.95$ współczynnik ten wynosi zaledwie 69%. W lecie gdy średni kąt Słońca do horyzontu wynosi około 30° (w czasie całego dnia) do powierzchni gruntu dociera 80-90% energii choć współczynnik przezroczystości wynosi 0.9-0.96. Tak duże różnice w dopływie energii do gruntu wpływają na rozkład temperatury powietrza. W zimie, gdy wspomniane różnice energii są największe ziemia otrzymuje dużo niższe ilości energii przez co mniej się ociepla. W czasie napływu arktycznych mas powietrza efekt ten jest stosunkowo niewielki.

Para wodna, zanieczyszczenia powietrza zmniejszają współczynnik przezroczystości powietrza jednocześnie zatrzymują promieniowanie ziemskie w atmosferze. W ten sposób temperatura przygruntowej warstwy powietrza nie jest niska jak by wynikało z ilości docierającej energii. Jednocześnie powietrze osłabiając promieniowanie, pochłania je przez co ogrzewa się silnie. W tej sytuacji spadek temperatury z wysokością w dolnej atmosferze o małym współczynniku przezroczystości jest mniejszy niż w dni o lepszej przezroczystości. W cieplej porze roku efekt ten jest nieco mniejszy lecz zmiany pionowego gradientu temperatury są dość wyraźne. Tak więc silna absorpcja i rozpraszanie promieniowania słonecznego wpływa na zmiany temperatury przygruntowej warstwy powietrza i wartość pionowego gradientu temperatury a przez co i gradientu ciśnienia.

3. Przezroczystość atmosfery.

3.1 Masa optyczna atmosfery

Wartość współczynnika przezroczystości dla całej atmosfery można wyznaczyć ze wzoru wyprowadzonego w poprzednim rozdziale. Pojawia się tu jednak problem związany z masą optyczną. Poprzednio, gdy rozpatrywane osłabienie promieniowania w 100 metrowej warstwie powietrza, gdzie ciśnienie atmosferyczne można było przyjąć za stałe, masę optyczną można było dość łatwo wyznaczyć ze związków trygonometrycznych. Biorąc pod uwagę całą atmosferę sytuacja komplikuje się, ponieważ przy małym nachyleniu słońca do horyzontu masa optyczna zmienia się dość istotnie z wysokością tak że przy ziemi jest większa niż na dużych wysokościach. Drugim problemem jest eksponentalna zmiana ciśnienia z wysokością. Osłabienie promieniowania słonecznego zależy od ilości cząstek znajdujących się na jego drodze. Ilość cząstek pochłaniających i rozpraszających światło jest z kolei wprost proporcjonalna do masy cienkiego słupa powietrza. Wskutek tego masę optyczną możemy zdefiniować jako stosunek masy powietrza przez którą przechodzi promieniowanie gdy Słońce tworzy z horyzontem kąt ostry do masy powietrza przez którą przechodzi promieniowanie gdy Słońce jest w zenicie.

Masa cienkiej warstwy powietrza gdy promieniowanie przechodzi pionowo (Słońce w zenicie) wznosi

$$dm_1 = S\rho dh$$

gdzie S - powierzchnia przekroju cienkiego słupa powietrza, Q - gęstość powietrza, h - wysokość słupa powietrza. Zależność gęstości powietrza od wysokości można wyprowadzić ze wzoru barometrycznego który ma postać

$$p_h = p_o \exp\left(-\int_0^h \frac{gM}{RT} dh\right)$$

gdzie p_h - ciśnienie na wysokości h , p_o -ciśnienie przy gruncie, M - masa molowa powietrza
Podstawiając ze wzoru barometrycznego na p i p_o

$$p_h = \frac{RT_h}{Mg} \rho$$

otrzymujemy

$$\rho_h T_h = T_o \rho_o \exp\left(-\int_0^h \frac{hM}{RT} dh\right)$$

Przyjmijmy jako stałe g , M , T wówczas T_h i T_o się uproszczą się równocześnie stałe parametry można wyłączyć przed znak całki i obliczyć ją

$$\rho_h = \rho_o \exp\left(-\int_0^h \frac{gM}{RT} dh\right)$$

Wracając jeszcze do uproszczenia przyjęcie za stałe g jest raczej oczywiste zmiany przyspieszenia ziemskiego nawet w górnej atmosferze są do zaniedbania. Jednak przyjęcie za stałą masę molową jest dużym uproszczeniem. W dolnej troposferze ulega ona pewnym zmianom w zależności od ciśnienia pary wodnej. Tak że zmniejsza się gdy ilość pary rośnie. W górnej atmosferze ulega większym zmianom ze względu na zmianę składów gazów. Jednak największym błędem obarczona jest temperatura, która ze wzrostem wysokości silnie zmienia się. W dalszej części przyjmę pewną stałą wartość temperatury atmosfery.

Podstawiając do wzoru na masę powietrza otrzymujemy

$$m_1 = \int_0^{h_z} S \rho_o \exp\left(-\frac{gM}{RT} h\right) dh$$

po wyliczeniu całki otrzymujemy ostateczny wzór

$$m_1 = \frac{S \rho_o RT}{gM}$$

Oczywiście powyższy wzór można otrzymać w inny sposób dużo szybciej lecz wskutek tego że wyprowadzenie to jest potrzebne do dalszych obliczeń wykonano je takim sposobem. We wzorze pojawia się pewien bardzo ciekawy czynnik $\frac{RT}{Mg}$

zwany lokalną wysokością atmosfery. Jest to grubość atmosfery jaką otrzymamy po sprężeniu jej do ciśnienia jakie panuje przy gruncie. Dla całej atmosfery wynosi od 7 do 9 km. Jest to wielkość, która praktycznie nie zmienia się z wysokością.

Obliczmy masę powietrza przez jaką przechodzi promieniowanie gdy Słońce tworzy z horyzontem kąt α . W tym celu wyznaczmy zależność $h(x)$, gdzie x oznacza drogę

promieniowania przechodzącego gdy słońce tworzy z horyzontem kąt α .

Wychodząc z twierdzenia cosinusów

$$\cos(90 + \alpha) = \frac{r^2 + x^2 - (r + h)^2}{2rx}$$

po przekształceniach otrzymujemy równanie kwadratowe

$$h^2 + 2rh - 2rx \sin \alpha - x^2 = 0$$

Dodatni pierwiastek równania wznosi

$$h = \sqrt{r^2 + 2rx \sin \alpha + x^2} - r$$

Masa powietrza przez jaką przechodzi promieniowanie dla kąta α wznosi

$$m_\alpha = \int_0^{x_z} S \rho dx$$

Podstawiając za gęstość powietrza dostajemy

$$m_\alpha = \int_0^{x_z} S \rho_0 \exp\left(-\frac{gM}{RT} h\right) dx$$

Uwzględniając wcześniej wyprowadzoną zależność $h(x)$ otrzymujemy następujący wzór

$$m_\alpha = \int_0^{x_z} S \rho_0 \exp\left(-\frac{gM}{RT} \left\{ \sqrt{r^2 + 2rx \sin \alpha + x^2} - r \right\}\right) dx$$

Podstawiając do wzoru na masę optyczną dostajemy końcowy wzór

$$m = \frac{Mg}{RT} \int_0^{x_z} \exp\left(-\frac{gM}{RT} \left\{ \sqrt{r^2 + 2rx \sin \alpha + x^2} - r \right\}\right) dx$$

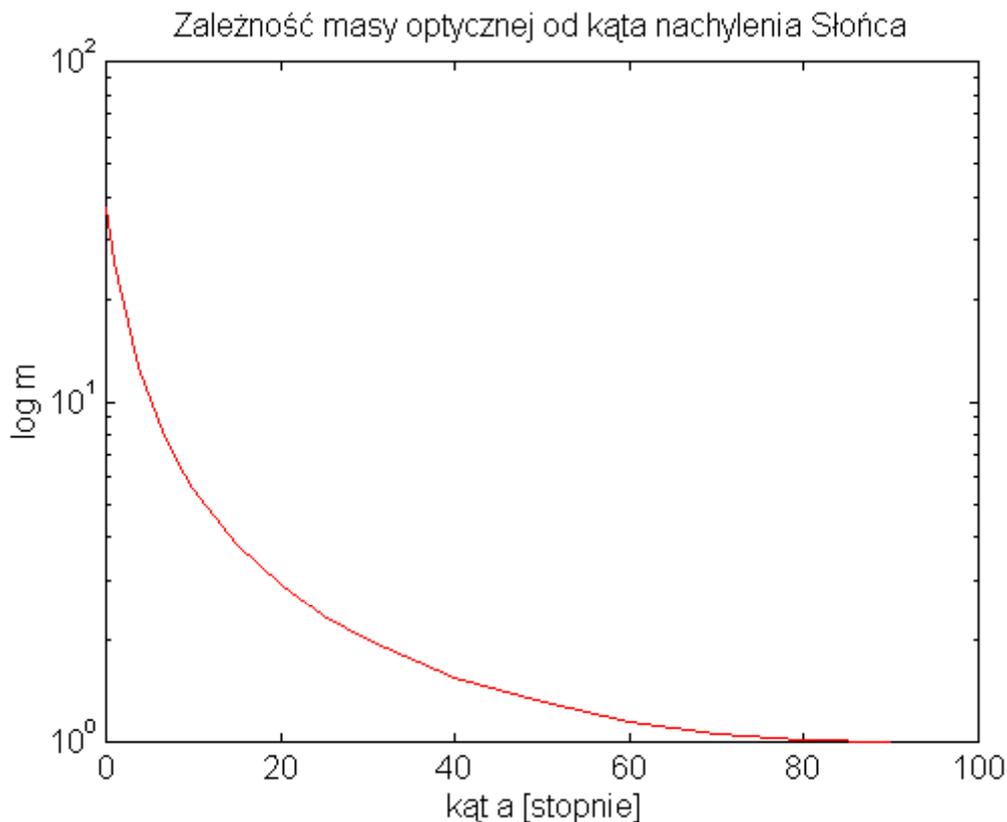
Licząc masę optyczną pojawił się parametr S , który oznaczał przekrój poprzeczny słupa powietrza. Przyjęcie w przypadku m_1 i ma tego samego S jest pewnym uproszczeniem.

Obliczenie powyższej całki jest dość trudne i przy braku tablic całkowania obliczenia jej wykonałem na komputerze. Wyprowadzony powyżej wzór na masę optyczną dotyczy punktu położonego na poziomie morza (dolna granica całkowania wynosi 0 km). W przypadku Strzyżowa który leży na wysokości 260 m.n.p.m należy odpowiednio zmienić dolną granicę całkowania. Jednak zmiana ta wpływa prawie niezauważalnie na masę optyczną.

Masę optyczną atmosfery dla niektórych kątów przedstawia poniższa tabela: (przyjęto temperaturę atmosfery równą 245 °K)

Zależność masy optycznej od kąta nachylenia Słońca do horyzontu			
kąt α [°]	masa optyczna	kąt α	masa optyczna
0	37.41	15	3.81
1	25.82	20	2.90
2	19.16	25	2.35
3	15.00	30	1.99
4	12.21	40	1.55
5	10.26	50	1.31
6	8.80	60	1.15
7	7.70	70	1.06
8	6.83	80	1.02
9	6.14	90	1.00
10	5.57		

Przedstawiona powyżej zależność masy optycznej od kąta nachylenia Słońca do horyzontu wykazuje pewne podobieństwo do podobnej zależności dla dolnej 100 metrowej warstwy powietrza.



Podobieństwo to jest zauważalne dla kątów większych od 30°. Wartość masy optycznej w tych dwóch przypadkach są niemal identyczne. Łatwo zauważyć że w obydwu sytuacjach parametr ten dla kąta 30° wynosi 2 zaś dla 90° - 1. Jest to zatem odwrotność funkcji sinusa nachylenia Słońca do horyzontu. Z poniższego rysunku wynika iż owa odwrotność jest równa stosunkowi długości drogi jaką pokonuje promieniowanie w atmosferze do długości drogi jego, gdy Słońce jest w zenicie a promieniowanie pada na powierzchnie poziomą. Jest to więc definicja masy optycznej.

$$\sin \alpha = \frac{h}{x}$$

ale $x/h = m = 1/\sin \alpha$

Ponieważ promień krzywizny Ziemi jest dużo większy od grubości atmosfery więc przybliżenie to daje pozytywny efekt ale tylko, gdy Słońce jest powyżej 30°. Poniżej tej wartości masa optyczna dla całej atmosfery początkowo powoli a następnie szybko rośnie aby dla kąta zerowego wynosić 37. Promieniowanie słoneczne przechodzi w tym położeniu jak gdyby przez 37 atmosfer. Wskutek czego fale krótkie ulegają dużemu rozproszeniu i natężenie ich spada. Jedynie docierają w większych ilościach końcowa część pasma widzialnego i promieniowanie podczerwone. Nic więc dziwnego iż kolor zachodzącego Słońca jest czerwony. Dla małych kątów masa optyczna wyliczona w poprzednim paragrafie i

w tym zasadniczo się różnią. W pierwszym przypadku wskutek cienkiej warstwy powietrza masa optyczna była kilkakrotnie wyższa. W rzeczywistości masa optyczna całej atmosfery może nieco różnić się od podanych wskutek refrakcji promieniowania w powietrzu.

Uwzględnienie załamania światła w atmosferze lecz zbyt komplikuje sytuację nieco zmieniając masę optyczną dla małych kątów. Dla kątów powyżej 10° odchylenia będą nieduże. Największe błędy wywołane refrakcją wystąpią zimą, gdy słońce w ciągu całego dnia znajduje się nisko nad horyzontem. W lecie tworzy z horyzontem duże kąty dla których zmiany masy optycznej wywołane zakrzywieniem promieniowania w atmosferze są niewielkie.

Znaczny wpływ na masę optyczną ma temperatura atmosfery, przyjmując średnią temperaturą 273 °K wartość jej dla kąta zerowego wynosi 35. Wywołane jest to rozrzedzeniem a więc wzrostem grubości atmosfery co z kolei zmniejsza masę optyczną.

3.2 Zmiana wysokości Słońca nad horyzontem w ciągu dnia

Do wyznaczenia współczynnika przezroczystości atmosfery należy znać wartość natężenia światła poza atmosferą. Wartość to wynosi 130 tys lx i ulega zmianie wskutek rocznego obiegu słońca do ±3.3%. Można by uwzględniać odległość Ziemi od Słońca, lecz zmiany te mieszczą się w granicach błędu pomiaru tej wielkości, dodatkowo występują zmiany aktywności Słońca, które trudno jest mierzyć na powierzchni ziemi. Dlatego będę w dalszej części przyjmował wartość średnią $1.3 \cdot 10^5$ lx.

Brak dostępu do przyrządu określającego wysokość Słońca nad horyzontem zmusił mnie do wyznaczenia go drogą rachunkową. Metoda ta zaczerpnięta z podręcznika Astrofizyki opierająca się na wzorze cosinusowym Gaussa, zastosowanym do trójkąta paralaktycznego na sferze niebieskiej mający postać:

$$\sin \alpha = \sin \delta \sin \phi + \cos \delta \cos \phi \cos t$$

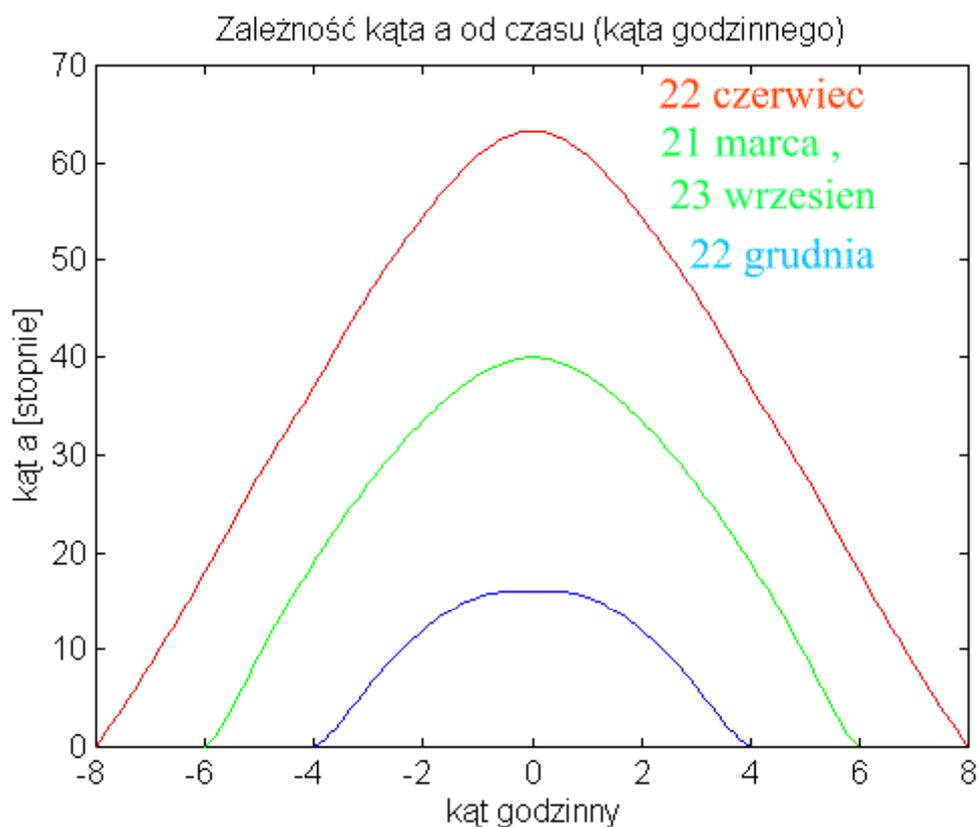
gdzie δ - deklinacja, t - kąt godzinny Słońca, ϕ - szerokość geograficzna miejsca obserwacji. Deklinacja jest wielkością, którą można przyjąć za stałą w ciągu doby odpowiada ona szerokości geograficznej na, którą padają promienie słoneczne pod kątem prostym w danej chwili. Wartość jej dla poszczególnych dni w roku można odczytać z tablic.

Pozostaje jedynie do wyznaczenia parametr zwany kątem godzinnym Słońca jest on równy

czasowi w ciągu którego słońce zakreśliło łuk na niebie od momentu górowania Słońca do chwili gdy znalazło się na wysokości a nad horyzontem (popołudniu) lub odwrotnie tzw. od momentu gdy Słońce tworzyło kąt a do chwili górowania Słońca (przedpołudnie). Owy czas podstawia się do wzoru w stopniach tak że 1 godz. odpowiada 15° . Aby więc wyznaczyć kąt godzinny Słońca należy obliczyć moment górowania Słońca (południe słoneczne). Wyraża się ono wzorem :

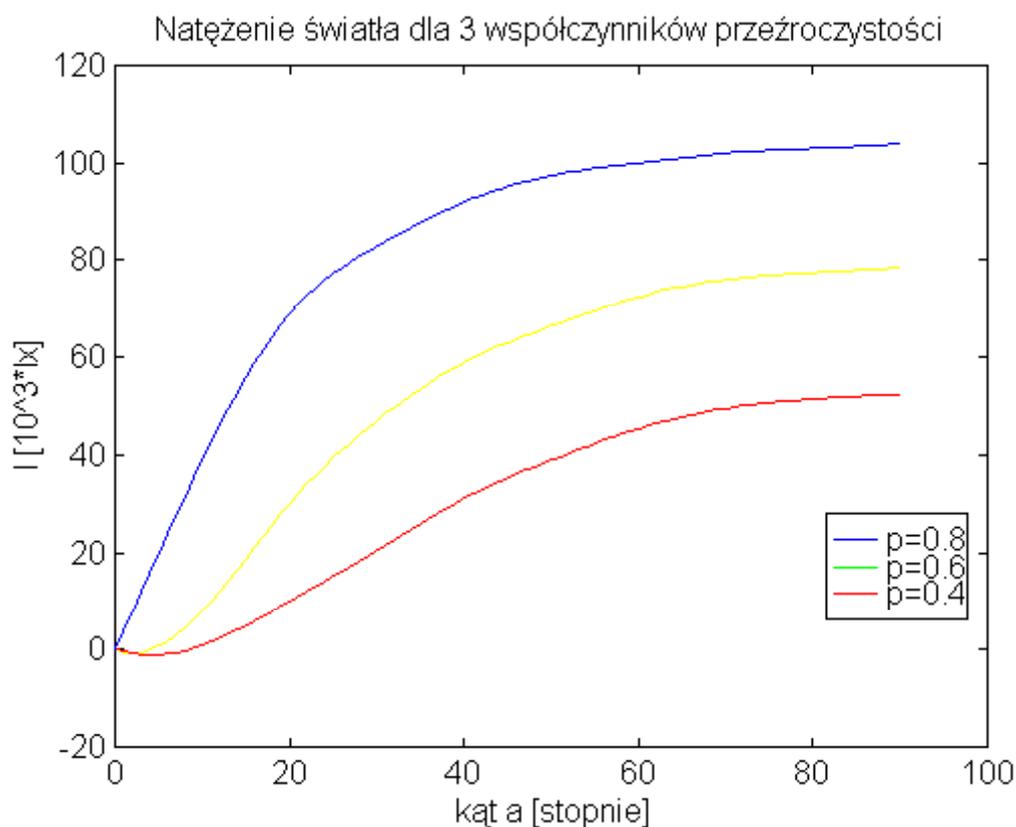
$$t = 12^h 00^m + k_\lambda - \Delta\alpha + a$$

h - godziny , m – minuty, k_λ - stała uwzględniająca szerokość geograficzną miejsca pomiaru dla Strzyżowa $\lambda = -21^\circ 47''$ (minus oznacza długość geograficzną wschodnią), zamieniając ją na jednostki czasowe otrzymujemy: $k_\lambda = -1h 27m$, a - oznacza strefę czasową w przypadku Polski zimą wynosi 1h (czas środkowo europejski) zaś latem wynosi 2h (czas wschodnio europejski), $\Delta\alpha$ - to tzw. rektascencja Słońca średniego i Słońca prawdziwego, której wielkości dla poszczególnych dni roku przedstawione są w tablicach astronomicznych. Według powyższego schematu możemy obliczyć południe słoneczne. Wykonując pomiar natężenia światła o danej godzinie obliczamy jaki czas upłynął od górowania słońca do tego momentu lub gdy wykonujemy pomiar rano jaki pozostał do górowania Słońca. Zamieniając go na stopnie i podstawiając do wzoru cosinusowego otrzymujemy żadaną wartość kąta a . Metoda ta nie uwzględnia refrakcji. Zależność kąta a od czasu (kąta godzinnego Słońca) przedstawia poniższy wykres

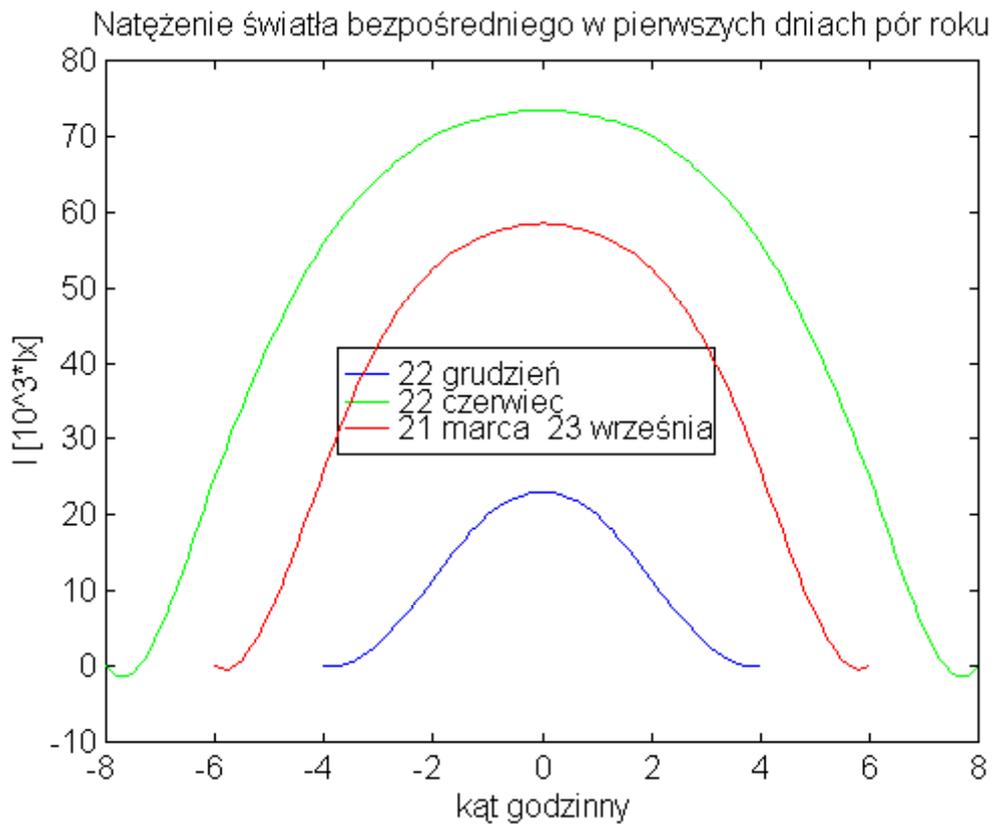


Cechą charakterystyczną jego jest proporcjonalność kąta α od czasu w godzinach porannych i popołudniowych, podczas południa wykres ulega zakrzywieniu. Jest one największe w lecie zaś najbardziej łagodne zimą. Również zmiany kąta α w zależności od czasu są w cieplej porze roku większe niż zimą. Krzywa na rys. 5 przedstawiająca największy współczynnik przezroczystości powietrza wykazuje bardzo szybki wzrost natężenia oświetlenia dla małych kątów mniejszych od 20° zmiany jego są coraz mniejsze. Dla współczynnika wynoszącego 0.4 krzywa jest bardziej łagodna przy czym dla małych kątów natężenie światła w stosunku do wartości współczynnika $p=0.8$ jest dużo mniejsze np. dla kąta 10° około 40 razy. Na podstawie powyższego wykresu wynika iż w dni o dużym współczynniku przezroczystości zmiany w czasie natężenia światła będą dużo większe niż dla współczynnika mniejszym. Największe różnice w oświetleniu wystąpią w zimie, kiedy to zmiany przezroczystości o 10% będą wywoływały kilku lub kilkunasto krotne wahania natężenia światła. Wartości współczynnika osłabienia promieniowania nie zostały wybrane przypadkowo z podobnymi spotykamy się w rzeczywistości.

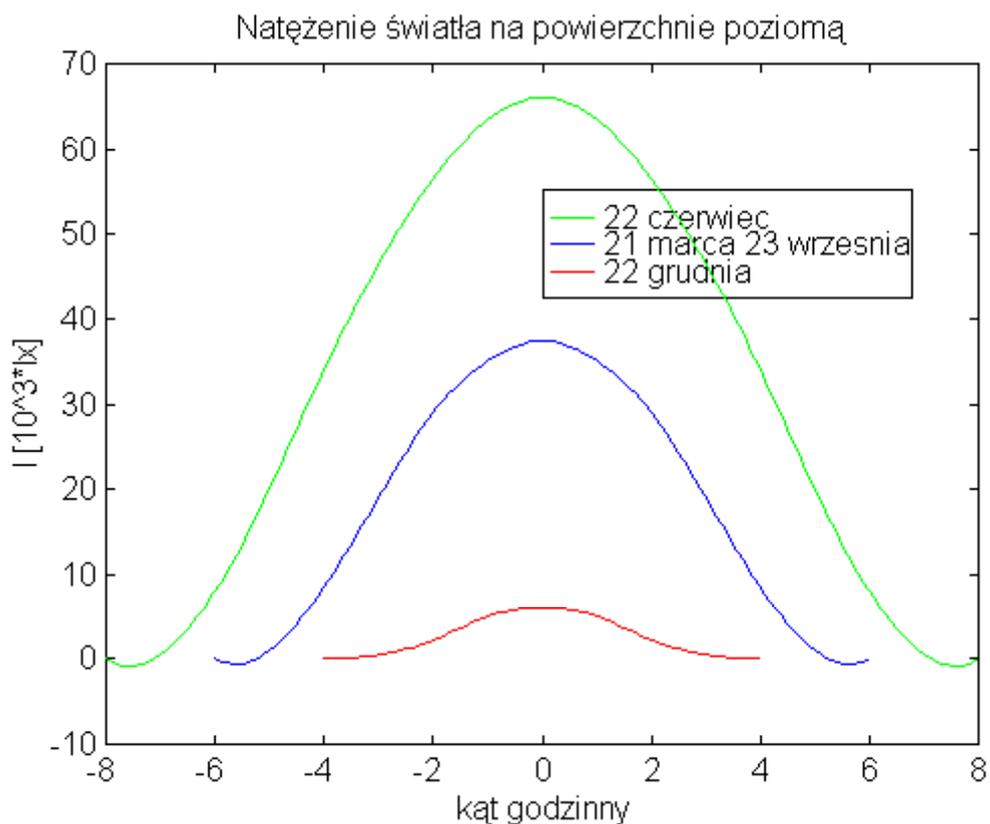
Zależność natężenia oświetlenia bezpośredniego dla trzech różnych wartości współczynnika przezroczystości przedstawia poniższy wykres.



Wykresy na rys.6 wykazują duże podobieństwo z poprzednimi. Charakteryzują się wolnym wzrostem natężenia światła do 1 godziny po wschodzie jak i podczas zachodu Słońca. Powyższy wykres potwierdza wcześniejsze przypuszczenia o niskim natężeniu światła zimą. Interesujące są niewielkie różnice natężenia światła pomiędzy wiosną i latem co jest wywołane przez wolny spadek masy optycznej dla wysokich kątów α . Zależność natężenia światła (bezpośrednie) od kąta godzinowego w pierwszych dniach: zimy, wiosny, lata, jesieni dla $p=0.6$



Jeszcze większe różnice pomiędzy ilościami energii słonecznej w postaci promieniowania widzialnego dla różnych pór roku zauważalne są na podobnym wykresie z tym iż nie promieniowania bezpośredniego lecz na powierzchni poziomej (rys. 7).



Jak wynika z niego natężenie światła pierwszego dnia wiosny jest 9 razy większa niż pierwszego dnia zimy, zaś natężenie światła latem jest tylko 2 razy większe niż wiosną. Wszystkie te teoretyczne schematy są prawdziwe tylko wówczas gdy współczynnik przezroczystości w ciągu roku jest stały. Tak w rzeczywistości nie jest, ulega on znacznym zmianom w zależności od pory roku, masy powietrza, która zalega na danym obszarze i innych warunków meteorologicznych.

3.3 Roczne i dobowe zmiany współczynnika przezroczystości powietrza.

Wyniki pomiarów natężenia światła "I" i współczynnika przezroczystości powietrza "p" dla chłodnej pory roku przedstawia poniższa tabela;

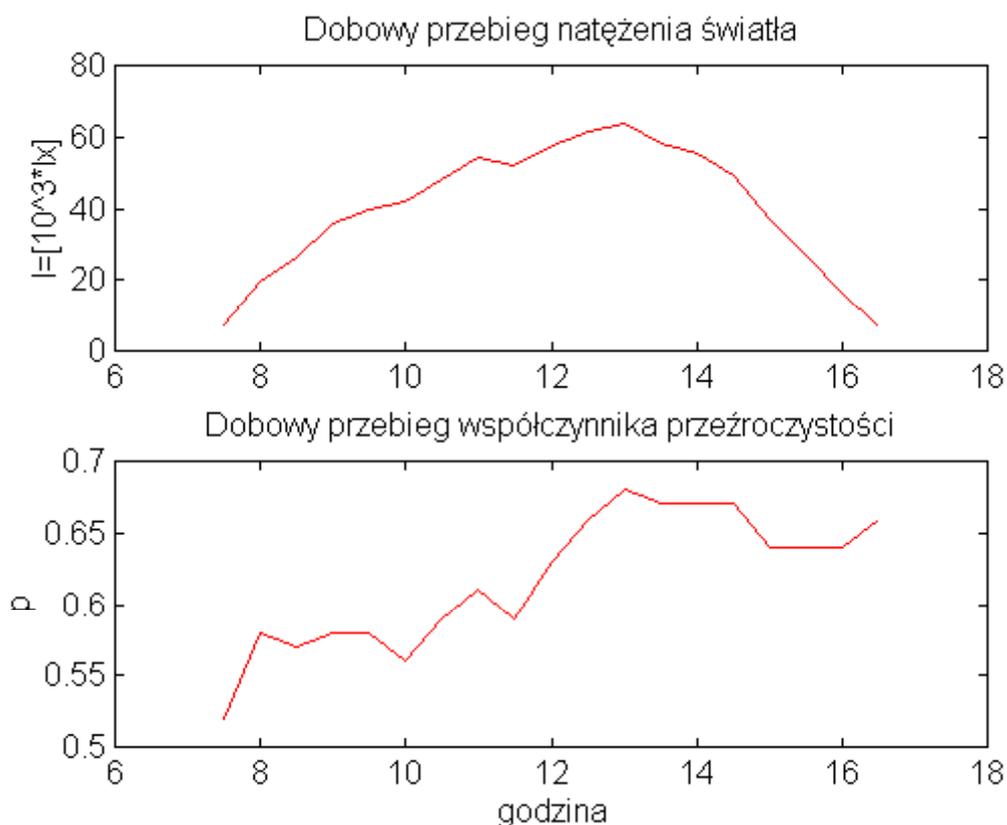
Wyniki pomiarów natężenia światła oraz współczynnika przezroczystości powietrza												
godz.	data	stan pogody	I[10 ³ *lx]	p	data	stan pogody	I[10 ³ *lx]	p	data	stan pogody	I[10 ³ *lx]	p
7 30	7.03	PPk	7.2	0.52	6.03	PPk			20.12	PA		
8 00		bezchmurnie	19.7	0.58		silne zamgle-				bezchmurnie		
8 30		zamglenie	26.4	0.57		nie	18.3	0.5		lekka mgła	0.4	0.5
9 00		bezwietrznie	35.8	0.58		wiatr do	27.3	0.53		bezwietrznie	2.7	0.52
9 30		tmax=-1	40.0	0.58		0.5m/s	35.5	0.55		tmax=-12	6.7	0.53
10 00		tmin=-15	42.0	0.56		tmax=-3	41.5	0.56		tmin=-21	13.1	0.57
10 30			48.0	0.59		tmin=-18.3	47.0	0.57			18.3	0.59
11 00			54.5	0.61			52.2	0.6			24.2	0.62
11 30			52.0	0.59			54.7	0.57			29.3	0.65
12 00		wiatr 2-3m/s	57.5	0.63			59.5	0.64		wiatr 3m/s	37.0	0.7
12 30			61.5	0.66		widzialność	58.0	0.64			40.3	0.73
13 00		lepsza	63.5	0.68		nico lepsza	58.2	0.65		widzialność	37.9	0.74

13 30		widzialność	58.2	0.67			54.5	0.65		bardzo dobra	24.0	0.7
14 00			55.4	0.67			48.5	0.64			8.5	0.63
14 30			49.5	0.67			45.0	0.65			1.5	0.64
15 00			37.0	0.64			42.0	0.67		zamglenie		
15 30		wiatr	27.0	0.64								
16 00		b. słaby	16.3	0.64			23.1	0.69				
16 30			6.6	0.66								

Jak wynika z powyższych danych parametr przezroczystości powietrza w dni bezchmurne podczas chłodnej pory roku mieści się w przedziale od 0.5 do 0.75. Wartości współczynnika przezroczystości powietrza ulega wahaniom w ciągu dnia w zależności od warunków meteorologicznych.

Dobowy przebieg współczynnika przezroczystości powietrza w trzech przypadkach jest dość podobny. Najmniejsze wartości obserwuje się rano, zaś maksymalne popołudniu słonecznym. Niskie wartości jego rano wywołane są pomocnymi zamgleniami powietrza, które zalega w kotlinach i zagłębieniach terenu. Dodatkowym efektem jest nagromadzenie się dużej ilości zanieczyszczeń nad miastem po bezwietrznej nocy. Owe zanieczyszczenia i zamglenia powietrza silnie absorbują promieniowanie widzialne przez co drastycznie zmniejszają ilość światła docierającego do powierzchni ziemi. Wywołując w ten sposób spadek współczynnika przezroczystości powietrza. W dalszej części dnia wzrost prędkości wiatru i turbulencji zwiększa ilość światła przez intensywną wymianę powietrza. W godzinach tych obserwuje się znaczny wzrost współczynnika przezroczystości. Sytuację tę może hamować podnoszenie się temperatury, której towarzyszy wzrost intensywności parowania. Wskutek tego ciśnienie pary wodnej nieco podnosi się absorbująca coraz to większe ilości światła.

Jednak zimą, gdy zalega pokrywa śnieżna procesy sublimacji są wysokoenergetyczne a więc zachodzą wolno i przynoszą niewielkie przyrosty pary wodnej w powietrzu. Efekt ten w chłodnej porze roku jest bardzo słaby.



Wartości współczynnika przezroczystości po południowym wzroście ulega w następnej części dnia stopniowemu obniżeniu (wiatr słabnie, pojawiają się zamglenia). Dla małych kątów nachylenia Słońca można zauważyć ponowny bardzo szybki wzrost współczynnika przezroczystości wskutek przewagi promieniowania rozproszonego nad bezpośrednim. Ze wzoru na współczynnik widzialności powietrza określającego natężenie światła wynika iż po zachodzie Słońca natężenie światła powinno być równe zero. Jednak tak nie jest do Ziemi dociera promieniowanie rozproszone, która tak istotnie zwiększa współczynnik przezroczystości dla kątów bliskich 0o. Przytoczony przebieg dobowy współczynnika widzialności odnosi się do dni w których przebieg prędkości wiatru jest najczęściej spotykany. Może zdarzyć się iż prędkość wiatru w ciągu dnia jest niezmiernie mała wówczas ilość energii w postaci promieniowania widzialnego, która dociera do Ziemi jest dużo niższa a przebieg współczynnika przezroczystości jest bardzo łagodny, mało zmienny w czasie. Zdarzają się również dni w czasie, których prędkość wiatru zмага się w godzinach wieczornych (przed nadejściem frontu) wówczas współczynnik ten osiąga największe rozmiary późnym popołudniem. Istnieje jeszcze wiele innych możliwości przebiegu prędkości wiatru. Są dni w czasie który wiatr ma mały wpływ na natężenie światła np. gdy nie występują zamglenia.

Zasadniczą rolę na wartości współczynnika przezroczystości ma rodzaj masy

powietrza, która zalega na danym obszarze. Jej wpływ omówiono w rozdziale 2. Należy podkreślić iż zimą różnice optyczne pomiędzy powietrzem arktycznym i polarno kontynentalnym nie są znaczące. Obydwie masy zawierają znikome ilości pary wodnej. Powietrze zwrotnikowe jest w zimie absolutną rzadkością i wpływ jej na przezroczystość powietrza nie został przeze mnie zbadany.

Podczas pomiarów 6 marca wykonano pomiar o godz. 12:00 natężenia światła w punkcie położonym o 100 metrów wyżej (ten sam punkt co w rozdziale 2). Wyniki były zaskakujące otóż w dolnym punkcie przy $I=59.4$ tys lx współczynnik przezroczystości wynosił $p=0.64$. Zaś w górnym punkcie $I=70$ tys lx przy $p=0.71$, wartość oświetlenia w tym punkcie jest ogromna jak na tę porę roku dla porównania w lecie rzadko osiąga 70 tys lx w dolnym punkcie. Przy tym wysoka wartość współczynnika przezroczystości choć prędkość wiatru była poniżej 0.5m/s, dopiero wzrósł na sile około 1200 - 1300. Tak wysoki współczynnik przezroczystości powietrza, który w dolnym punkcie osiągalny jest przy dużo lepszej widzialności wywołany jest tym iż całe zanieczyszczenia wydzielane przez miasto i zamglenie było poniżej tego punktu. Dobowy przebieg współczynnika przezroczystości powietrza w górnym punkcie charakteryzuje się mniejszymi zmianami i większymi wartościami w stosunku do dolnego punktu.

Dobowy przebieg natężenia światła jak to już było wcześniej sygnalizowane jest zależny od kąta "a" i współczynnika "p". Wskutek tego iż współczynnik przezroczystości osiąga wartości maksymalne pomiędzy 1200 a 1400, dlatego maksymalne natężenie światła nie pokrywa się z południem słonecznym jest ono przesunięte do 1 godziny w stronę godzin popołudniowych. W tych godzinach natężenie światła stosunkowo niewiele się zmienia. Największe jego zmiany obserwuje się w godzinach porannych i wieczornych. W południe w pierwszych dniach zimy osiąga ono wartość 40 tys lx (10 tys lx na powierzchni poziomej). Jednak z dnia na dzień zwiększa się tak że na końcu zimy osiąga wartość 60 tys lx (około 50% stałej słonecznej dla światła) zaś na powierzchni poziomej 35 tys lx.

Wykres przedstawiający zależność natężenia światła i współczynnika widzialności w ciągu dnia pomimo bezchmurne pogody nie jest łagodny lecz zaopatrzony w szereg zmian. W czasie bezpośrednich pomiarów występują krótko trwałe fluktuacje dochodzące do kilku procent choć warunki pogodowe są stabilne. Przyczyna tego tkwi na wyższych wysokościach w ruchach turbulencyjnych (w lecie również konwekcyjnych). Ruchy te powodują że na drodze promieniowania znajdują się raz to raz inne cząsteczki powietrza raz z mniejszymi a raz z większymi ilościami pary wodnej jak również drobnych kropelek wody czy lodu. Sytuacja ta wpływa na wahania natężenia światła w wąskich przedziałach czasowych. Tych

zmian na wykresie oczywiście nie ma widoczne są jedynie większe zmiany nasłonecznienia i współczynnika przezroczystości mające wspólne pochodzenie co zmiany fluktuacyjne jedynie wywoływane są one przez większe masy powietrza poruszające się w troposferze.

W cieplej porze roku własności optyczne powietrza ulegają zmianom. Współczynnik przezroczystości powietrza jest mniejszy i waha się od 0.45-0.7. Przyczyna tak niskiego współczynnika tkwi w wysokiej temperaturze powietrza, w którym znajduje się kilkakrotnie większe ilości pary wodnej, ponadto znajdują się w nim więcej niż zimą drobnych zanieczyszczeń pochodzenia naturalnego. Są to drobiny piasku z nad pustyń lub inne pyły przedostające się za pomocą wiatru z powierzchni Ziemi do powietrza. W atmosferze w prądach strumieniowych mogą być przenoszone na duże odległości. W zimie ten efekt jest słaby wskutek zamrożonej pokrywy lądu. Zdecydowanie najmniejszym współczynnikiem widzialności charakteryzuje się powietrze zwrotnikowe, choć jest ono masą dość suchą. Współczynnik ten w ciągu dnia może spaść poniżej 0.5. Powietrze polarne jest nieco bardziej przejrzyste. Podobnie jak zimą najbardziej przezroczystą masą powietrza jest powietrze arktyczne, zawierające najmniejszą ilość pyłów i pary wodnej.

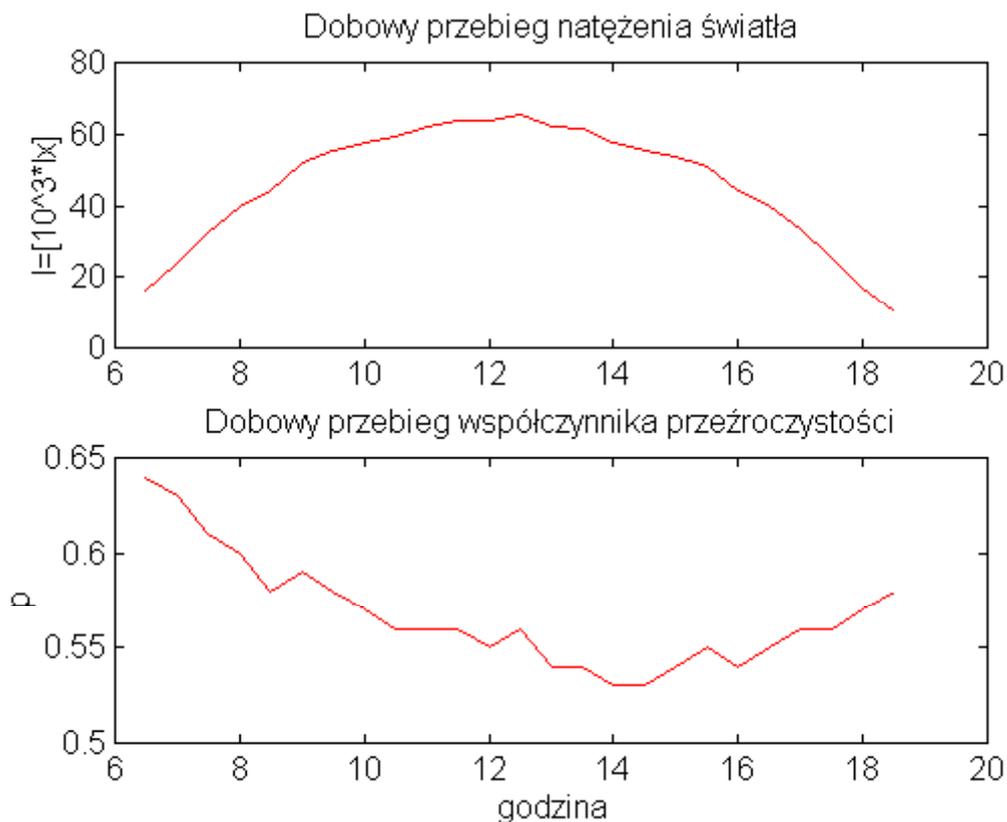
Dobowy przebieg tego parametru optycznego jest odwrotny niż zimą. Mniejszą rolę spełnia wiatr. W tej porze roku zamglenia są rzadsze, a gdy są to bardzo szybko po wschodzie Słońca i wzroście temperatury zanikają. Główną rolę pełni tu ciśnienie pary wodnej. Ilości pary wodnej wzrastają ze wzrostem temperatury (intensywne parowanie) i absorbują coraz to większe ilości promieniowania. Dodatkowo silne ruchy konwekcyjne przemieszczają je do góry, gdzie ulegają kondensacji.

Pojawiające się chmury silnie rozpraszają światło. W czasie pomiarów przedstawionych w poniższej tabeli chmur tych nie obserwowano co nie oznacza iż w górnej troposferze nie mogły powstać cienki chmury niewidoczne dla obserwatora. Wskutek tego najmniejszą wartość współczynnika przezroczystości obserwuje się w godzinach o najwyższej temperaturze (1300 - 1430).

Wyniki pomiarów natężenia światła oraz współczynnika przezroczystości powietrza

godz	data	stan pagody	I[10 ³ *lx]	p	data	stan pogody	I[10 ³ *lx]	p	data	stan pogody	I[10 ³ *lx]	p
6 00	16.05	PA	16.8	0.70	2.08	PPk			8.08	PZ		
6 30		bezwierznie	30.0	0.69		przez dzien	16.2	0.64		bezchmunie	9.5	0.57
7 00		widzialność	42.5	0.69		bezwietrznie	24.3	0.63		bezwietrznie	15.8	0.56
7 30		bardzo dobre	50.5	0.68		bezchmurnie	32.3	0.61		widzialność	26.6	0.57
8 00		tmax=19.5	54.9	0.66		widzialność	39.7	0.60		słaba	33.8	0.56
8 30		tmin=3.6	61.4	0.66		dobra	44.0	0.58		tmax=31.5	41.0	0.56
9 00		niska	66.5	0.66		tmax=29.1	51.8	0.59		tmin=12.9	44.4	0.54
9 30		wilgotność	69.0	0.65		tmin=16.0	55.3	0.58		sucho	49.4	0.54
10 00			70.7	0.64			57.8	0.57			50.6	0.52
10 30			71.7	0.63			59.5	0.56			52.5	0.51
11 00			72.1	0.62			62.0	0.56			53.6	0.50
11 30			73.4	0.62			63.7	0.56			55.4	0.50
12 00		wiart 3-4m/s	72.5	0.61			63.5	0.55			55.3	0.49
12 30		bezchmurnie	73.1	0.61			65.4	0.56		wiatr do 3m/s	54.5	0.48
13 00			72.8	0.61			62.1	0.54			53.9	0.48
13 30			72.0	0.61			61.6	0.54			54.8	0.49
14 00			69.3	0.60			57.8	0.53			50.9	0.48
14 30			67.3	0.60			55.3	0.53			49.7	0.49
15 00			66.2	0.61			53.5	0.54			45.1	0.48
15 30			61.3	0.60			50.9	0.55			43.8	0.50
16 00			58.6	0.61			44.4	0.54			40.2	0.51
16 30			54.8	0.62			39.6	0.55			35.4	0.52
17 00			51.5	0.64			33.6	0.56		bezwietrznie	27.3	0.51
17 30			41.7	0.63			25.3	0.56			21.7	0.53
18 00		bezwietrznie	33.5	0.64			16.9	0.57			13.0	0.53
18 30			20.3	0.63			10.3	0.58				

Maksimum współczynnika przezroczystości przypada na godzinny poranne, kiedy to powietrze jest najbardziej przejrzyste, zawarte w nim ilości pary wodnej są najmniejsze. Podobnie jak zimą występują fluktuacje krótko i długo czasowe. Te ostatnie wpływają na to iż dobowy wykres współczynnika jest zaopatrzony w szereg odchyleń. Dobowy przebieg natężenia światła w lecie jest podobny jak zimą. Maksimum jego występuje w godzinach południowych.



Największą wartość jego zanotowano dla PA 73.1 tys lx co w porównaniu z zimowymi wartościami jest i tak niską wartością. Dla tego typu powietrza współczynnik przezroczystości wynosił w południe 0.6, gdy zimą 0.7. Bardzo niską wartość odnotowano w czasie adwekcji PZ jedynie 55.5 tys lx. W końcu zimy taka wartość jest osiągnięta prawie każdego bezchmurnego dnia. Jednak przy tak małym współczynniku przezroczystości wykres natężenia światła jest łagodny, zmiany natężenia w czasie są nieduże. W lecie przez długi okres czasu natężenie światła jest wysokie gdy w zimie szybko maleje po osiągnięciu maksimum. Pojawia się więc pytanie dlaczego w zimie temperatura w dni słoneczne nie jest wysoka? Przyczyn tego sytuacji jest wiele:

- a) natężenie światła padającego na powierzchnie poziomą wynosi tylko 10-15 tys lx, gdy w lecie 45-60 tys lx.
- b) w zimie występuje wysokie albedo, które dla śniegu wynosi średnio 80% (w lecie 10-25%)

c) w nocy ziemia emitując promieniowanie ochładza się wskutek czego nad lądem zalega mroźne powietrze, które w dzień nie jest w stanie ogrzać się do wysokiej temperatury.

d) występuje cyrkulacja powietrza pomiędzy biegunem (w zimie brak promieniowania bezpośredniego) a szerokościami umiarkowanymi. W zimie przeważa jednak zachmurzenie duże, które znacznie ograniczają ilości energii docierającej do Ziemi. Dlatego w tej porze temperatury są niskie.

Jedynie podczas 16% dni w roku natężenie światła i współczynnik przezroczystości powietrza przebiegają w sposób przedstawiony powyżej. Znacznie częściej występuje zachmurzenie umiarkowane i duże. W dni o zachmurzeniu umiarkowanym parametry te ulegają znacznym wahaniom sięgającym 50% w ciągu małych okresów czasu. W tym przypadku wartość współczynnika przezroczystości zależy od grubości i wodności chmur. W czasie małego zachmurzenia może zdarzyć się iż natężenie światła będzie większe niż gdyby chmur nie było. Występuje to gdy chmury nie zakrywają słońca. Wówczas dociera do powierzchni ziemi promieniowanie bezpośrednie i zwiększone przez chmury promieniowanie rozproszone. W dni o zachmurzeniu dużym dobowy przebieg natężenia światła jest stabilny. Wartości jego zależą od kąta nachylenia Słońca jak i fizycznych właściwości chmur. W zimie w dni o pełnym zachmurzeniu wynosi 10-20 tys lx zaś latem 25-35 tys lx. choć możliwe są jeszcze niższe wartości np. w czasie opadów czy burzy. Niskim wartościom natężenia światła odpowiada niska przezroczystość rzędu 0.2-0.4. Niskie wartości energii jakie docierają do Ziemi w takich warunkach są przyczyną występowania niewielkich dobowych amplitud temperatury.

3.4 Współczynnik zmętnienia powietrza, dobowe sumy promieniowania w paśmie widzialnym.

W Poprzednich rozdziałach do badania właściwości optycznych powietrza używałem współczynnika przezroczystości wyraża się on następującym wzorem

$$p = \exp(-x\beta)$$

gdzie β - oznacza współczynnik ekstynkcji

W meteorologii jako współczynnik ekstynkcji przyjmuje się iloczyn:

$$\alpha_o = x\beta$$

Zatem

$p = \exp(-\alpha_o)$. Ekstynkcja promieniowania wyraża się więc wzorem:

$\alpha_o = -\ln p$ Ze wzoru wynika iż wzrost przezroczystości powietrza wywołuje spadek współczynnika ekstynkcji, osłabienie promieniowania jest mniejsze. Przekładowo dla powietrza zwrotnikowego $p=0.52$ współczynnik ekstynkcji wynosi $\alpha_o= 0.65$ gdy dla powietrza arktycznego $p=0.63$ - $\alpha_o = 0.46$. Dla idealnych warunków $p=1$ współczynnik osłabienia promieniowania wynosi zero.

Bardzo często do identyfikowania mas powietrza używa się współczynnika zmętnienia T definiuje się go jako stosunek ekstynkcji promieniowania do współczynnika ekstynkcji "A" dla warunków idealnych tzw. brak w atmosferze pary wodnej i zanieczyszczeń uwzględniając zawartość ozonu i innych gazów.

Wartość tego parametru dla światła wynosi około 0.22 ($p_o=0.8$).

$$T = \frac{\ln p}{-A}$$

Współczynnik zmętnienia przyjmuje wartości większe od jeden. Rośnie ze wzrostem ekstynkcji promieniowania. Średni współczynnik zmętnienia dla powietrza zwrotnikowego wynosi 3.2, dla powietrza polarnego 2.6 zaś dla powietrza arktycznego tylko 2.2. Widzialność w tej masie powietrza nieraz przewyższa 50 km.

W rejonach gdzie kształtuje się powietrze arktyczne zmętnienie jest jeszcze mniejsze około 1.5 Przechodząc do opisu energetycznego promieniowania słonecznego zamienmy jednostki fotometrii wizualnej na jednostki energetyczne. Skoro stałej słonecznej $1.38 \cdot 10^5$ lx odpowiada natężenie promieniowania pasma widzialnego $I=618 \text{ Wm}^{-2}$ to na 1 lx przypada $4.75 \cdot 10^{-3} \text{ Wm}^{-2}$. W lecie na powierzchnię poziomą w słoneczne południe natężenie promieniowania wynosi od 215 do 285 Wm^{-2} gdy zimą od 48 do 72 Wm^{-2} . Nie jest to całkowita energia jaka pada na powierzchnie ziemi. Większa ilość energii dochodzi w postaci promieniowania podczerwonego, które atmosfera mniej absorbuje.

Dobowa suma energii promieniowania na granicy górnej atmosfery wyraża się następującym wzorem

$$W = 2I_0 a \int_0^{t_z} \sin \alpha dt$$

podstawiając za sina otrzymujemy:

$$W = 2I_0 a \int_0^{t_z} (\sin \delta \sin \phi + \cos \delta \cos \phi \cos t) dt$$

I_0 - natężenie promieniowania światła

tz. -kąt godzinny zachodu Słońca (długość trwania połowy dnia)

a -współczynnik, dla całkowania w radianach

1 rad = 57.3°, zamieniając stopnie na godzinny otrzymujemy

1 rad = 3.82 godz. Ponieważ suma dobową promieniowania jest w jednostkach pracy a "t" w godzinach zatem $a = 3.82 * 3600s = 13751s$

Po wyliczeniu całki otrzymujemy:

$$W = 2I_0 a [t_z \sin \delta \sin \phi + \cos \delta \cos \phi \sin t_z]$$

dla 1 dnia zimy suma ta wynosi: 3.3 MJm⁻²

dla 1 dnia wiosny (jesieni): 10.9 MJm⁻²

dla 1 dnia lata: 19.5 MJm⁻²

Z przedstawionych wyżej obliczeń wynika że największe sumy dobowe występują latem, na początku wiosny suma ta jest blisko dwukrotnie mniejsza. Zdecydowanie najmniejsze sumy występują zimą około sześciokrotnie mniejsze niż latem.

**Dobowa suma energii promieniowania
w pierwszych dniach miesiący**

miesiąc	dobowa suma energii w MJ/m²
1	3.42
2	5.20
3	8.35
4	12.63
5	16.47
6	19.00

7	19.39
8	17.47
9	13.89
10	9.77
11	5.97
12	3.72

Jak wynika z powyższej tabeli roczny przebieg dobowych sum energii na granicy górnej atmosfery jest zależny od deklinacji Słońca i odległości Ziemi od Słońca, ta ostatnia zależność nie została uwzględniona.

Przebieg ten wykazuje dwie ekstremalne wartości zimą i latem. W tym czasie dobowe sumy z miesiąca na miesiąc mało się zmieniają. Tylko podczas przejściowych pór roku są duże i wynoszą 3-4 MJm⁻².

Dobowa suma energii promieniowania po przejściu atmosfery wyraża się wzorem:

$$W = 2I_0 a \int_0^{t_z} p^m \sin \alpha dt$$

Obliczenie teoretyczne powyższej całki jest niemożliwe dlatego w celu jej wyliczenia

posłużyłem się komputerem.

