

Sluneční záření a atmosféra

Solární radiace a atmosféra

Text pro "Environmentální fyziku"

Obsah

1	Úvod	2
2	Charakteristiky slunečního záření	3
2.1	Určení polohy Slunce na obloze	3
2.2	Sluneční záření nad atmosférou	6
2.3	Spektrální složení slunečního záření	10
2.4	Standard ASTM	13
2.5	Teplota chromatičnosti	14
3	Charakteristiky atmosféry	16
3.1	Popis zemské atmosféry	16
3.2	Optická atmosférická hmota	18
3.3	Beerův-Bouguerův-Lambertův zákon	21
3.4	Optická tloušťka atmosféry pro Rayleighův rozptyl	22
3.5	Vodní pára v atmosféře	25
3.6	Ozónová optická tloušťka	27
3.7	Aerosolová optická tloušťka	29
3.8	Linkeho koeficient	32
3.9	Vztah Linkeho a Ångströмова koeficientu	34
3.10	Využití Linkeho koeficientu	35
4	Měření a pozorování	37
4.1	Srovnání metod určování Linkeho koeficientu z přímého záření	37
4.2	Fitování Linkeho koeficientu	40
4.3	Měření Linkeho koeficientu fotovoltaickým panelem	41
4.4	Měření soumraku	46
4.5	Měření přímého a globálního záření FV panelem	47
4.6	Stín Země	48
4.7	Měření změn barevného složení slunečního světla během dne	50
5	Závěr	53
6	Literatura	54
	Přílohy	58
A	Přehled fyzikálních veličin	59
B	Meteorologické podmínky měření	62
C	Internetové odkazy	64
D	Obrazová příloha	66

1 Úvod

Zeslabení slunečního záření atmosférou je významným ukazatelem stavu atmosféry. Měření intenzity slunečního záření na zemském povrchu můžeme monitorovat aktuální čistotu ovzduší. Jestliže použijeme opačný postup, a stanovíme pro určitou roční dobu a lokalitu vlastnosti ovzduší, můžeme předpovědět množství slunečního záření dopadající na zemský povrch. K tomu slouží tzv. modely bezoblačné oblohy. Tyto modely jsou využívány v klimatologii, solární technice, architektuře a pro studium čistoty ovzduší. Znalost dostupného slunečního záření je klíčová např. pro navrhování systémů využívajících energii slunečního záření a pro odhad jejich účinnosti.

Intenzita přímého slunečního záření, jaké by dopadlo na zemský povrch bez atmosféry, může být přesně vypočítána pomocí astronomických rovnic. Protože je sluneční záření zemskou atmosférou zeslabováno, a stav atmosféry se dynamicky mění, interakce slunečního záření s atmosférou může být modelována jen s omezenou přesností. Intenzita a spektrální složení přímého slunečního záření závisí na dráze, kterou musí sluneční záření v atmosféře urazit. Tato dráha je dána polohou Slunce na obloze a nadmořskou výškou stanoviště. Zeslabení slunečního záření plynnými složkami popisuje model čisté a suché atmosféry, a je ovlivněno relativní optickou tloušťkou atmosféry m a Rayleighovou optickou tloušťkou δ_R . Zeslabení aerosoly (pevnými a kapalnými částicemi) je popsáno Linkeho koeficientem znečištění T_L . Množství aerosolů jeví sezonní variace s maximem v létě a minimem v zimě, a bývá větší v průmyslových městech, nežli na venkově. Maximální intenzita slunečního záření je dosažitelná při absolutně čisté a suché atmosféře.

Protože profesionální přístroje k měření slunečního záření (pyrheliometr a pyrano-
metr) jsou finančně náročné, je snahou najít za ně nějakou levnou a snadno dostupnou náhradu. Nabízí se využití fotovoltaických článků z monokrystalického křemíku, které jsou v současnosti již poměrně cenově dostupné.

Cílem práce je prověřit několik známých modelů bezoblačné oblohy a prozkoumat možnost jejich aplikace na data získaná měřením slunečního záření fotovoltaickým článkem tak, aby fotovoltaický systém instalovaný v určité lokalitě mohl monitorovat místní čistotu ovzduší.

2 Charakteristiky slunečního záření

K popisu vlastností slunečního záření jsou v této práci používány především tyto fyzikální veličiny: intenzita záření I (Wm^{-2}), spektrální intenzita záření $F(\lambda)$ ($\text{Wm}^{-2}\text{nm}^{-1}$), spektrální složení slunečního záření vyjadřuje teplota chromatičnosti $T_C(K)$. Intenzita slunečního záření nad atmosférou závisí na aktuální vzdálenosti Země-Slunce. Spektrální složení slunečního záření je při průchodu atmosférou pozměněno rozptylem a absorpcí na plynech a aerosolech, a jeho intenzita je tak redukována v závislosti na aktuálním stavu atmosféry.

Interakce slunečního záření se zemskou atmosférou a povrchem je určena třemi skupinami faktorů [1]:

1. Zemská geometrie, oběh a rotace (deklinace, zeměpisná šířka, sluneční hodinový úhel)
2. Terén (nadmořská výška, sklon a orientace povrchu, stíny)
3. Atmosférické zeslabení (rozptyl a absorpce)
 - Plyny (molekuly vzduchu, ozón, CO_2 a O_2)
 - Pevné a kapalné částice (aerosoly, včetně nezkondenzované vody)
 - Oblaky (zkondenzovaná voda)

Množství zářivé energie dopadající na obecně položenou plochu závisí na sklonu této plochy vůči paprskům přímého slunečního záření. K výpočtu úhlu, který svírá paprsek záření s normálou plochy, potřebujeme znát polohu Slunce na obloze.

2.1 Určení polohy Slunce na obloze

Úhlovou výšku Slunce h pro určitý čas můžeme zjistit výpočtem pomocí deklinace, nebo pomocí nomogramu (viz obr. 46 v příloze), nebo použijeme applet na Internetu (např. <http://aa.usno.navy.mil>).

Deklinace

Deklinace je úhlová vzdálenost nebeského tělesa (v tomto případě Slunce) od nebeského rovníku měřená po deklinační kružnici kladně k severu, záporně k jihu.

Deklinaci lze vypočítat následujícím způsobem [2]:

$$\Delta = 23,45^\circ \sin(0,98^\circ D + 29,7^\circ M - 109^\circ) \quad (1)$$

kde D je den v měsíci, M je měsíc.

Výpočet deklinace můžeme provést také pomocí Cooperovy rovnice (1969) [3]:

$$\Delta = 23,45^\circ \sin \left(360 \cdot \frac{284 + N}{365} \right) \quad (2)$$

kde N je pořadí daného dne v roce a nabývá hodnot od 1 do 365 (resp. 366 pro přestupný rok).

Sluneční deklinaci můžeme zjistit také z grafu (viz obr. 47 příloze).

Pokud z nějakého důvodu nemůžeme provádět dlouhodobá kontinuální měření slunečního záření, ale chceme provést jen několik měření do roka, je vhodné zvolit tzv. typické dny. V těchto dnech je deklinace nejbližší průměrné deklinaci pro daný měsíc a výsledky měření pak mohou lépe reprezentovat určité měsíce v roce.

Měsíc	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Den	17	16	16	15	15	11	17	16	15	15	14	10
Deklinace	-20,9°	-13,0°	-2,4°	9,4°	18,8°	23,1°	21,2°	13,5°	2,2°	-9,6°	-18,9°	-23,0°

Tabulka 1: Typické dny [4]

Časová rovnice

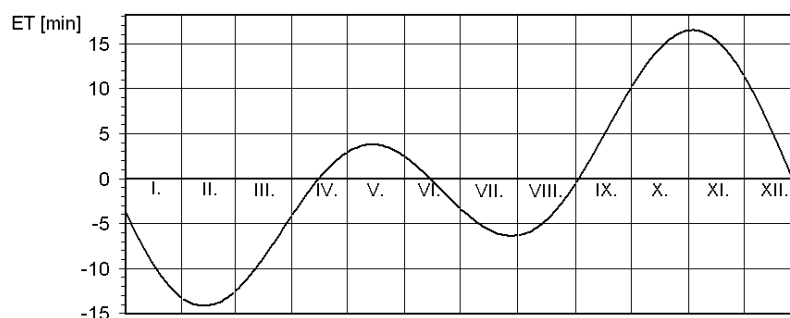
Časový úsek mezi dvěma dolními kulminacemi Slunce (od půlnoci do další půlnoci) nazýváme sluneční den. Trvání takového slunečního dne není konstantní, pokud je vztahujeme na skutečné, tzv. pravé Slunce. Příčinou je změna rychlosti Slunce při ročním pohybu v ekliptice (v zimě blízko přísluní se pohybuje rychleji) a sklon ekliptiky vůči nebeskému rovníku. Proto se zavádí myšlené, střední Slunce, které se pohybuje po nebeském rovníku rovnoměrnou rychlostí a podle něho definujeme *střední sluneční čas*. *Pravý sluneční čas* je odvozen z pohybu skutečného Slunce, měří se slunečními hodinami a plyne nepravidelně. Oba časy jsou si rovny 16.4.,14.6.,1.9.,25.12., největší odchylky jsou 3.11. a 12.2. [5]. Rozdíl mezi pravým slunečním časem T_V (tempus solare verum) a středním slunečním časem T_M (tempus solare medium) [6] vyjadřuje *časová rovnice*; tento rozdíl značíme ET .

Časová rovnice:

$$ET = T_V - T_M \quad (3)$$

ET se udává v minutách resp. v úhlových stupních. Hodnotu ET lze vypočítat pomocí následující rovnice [7]:

$$ET = 10,2 \cdot \sin \left(4\pi \cdot \frac{N - 80}{373} \right) - 7,74 \cdot \sin \left(2\pi \cdot \frac{N - 8}{355} \right) \quad (4)$$



Obrázek 1: Rozdíl pravého a středního slunečního času – na základě vztahu (4)

Místní čas (totéž co střední sluneční čas T_M) se vztahuje k poledníku pozorovacího stanoviště na rozdíl od *pásmového času*, který je vztažen k poledníku zeměpisné délky $\lambda_p = n \cdot 15^\circ$, kde $n = 0, 1, 2, \dots, 12$. Den začíná dolní kulminací Slunce místním poledníkem zeměpisné délky λ_m ($24 \text{ h} = 0 \text{ h} = \text{půlnoc}$). Všechna místa stejné zeměpisné délky leží na stejném poledníku a mají stejný místní čas.

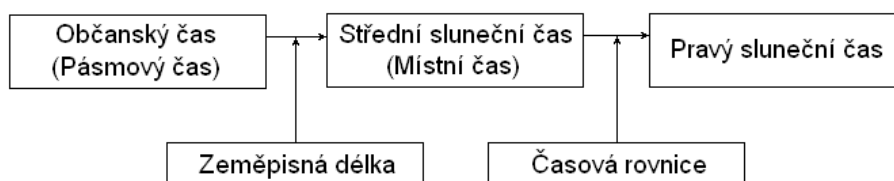
Pravý sluneční čas se vypočítá [7]:

$$T_s = T_{\text{GMT}} + \frac{\lambda_m}{15} + \frac{ET}{60}, \quad (5)$$

kde T_{GMT} je celosvětový čas v hodinách, λ je zeměpisná délka pozorovacího místa ve stupních a ET je rozdíl mezi pravým a středním slunečním časem v minutách.

Přepočítání pravého slunečního času T_s [hod] na hodinový úhel τ_t [rad] [8]:

$$\tau_t = (T_s - 12) \cdot \frac{2\pi}{24} \quad (6)$$



Obrázek 2: Postup výpočtu pravého slunečního času [9]

Úhlová výška Slunce

Úhlovou výšku Slunce h zjistíme z rovnice

$$\sin h = \sin \Delta \sin \varphi + \cos \Delta \cos \varphi \cos \tau_t, \quad (7)$$

kde τ_t je hodinový úhel v obloukových stupních měřený od 12. hodiny v poledne, přičemž jedné hodině odpovídá úhel 15° [2]. V poledne $\tau_t = 0$, dopoledne je úhel záporný, odpoledne kladný [9].

Místo výšky Slunce ($h = 0^\circ$ na obzoru) se také často používá zenitový úhel ($\theta = 0^\circ$ v nadhlavníku), a je mezi nimi jednoduchý vztah:

$$\theta = 90^\circ - h. \quad (8)$$

Úhlovou výšku Slunce h nebo zenitový úhel θ budeme potřebovat pro výpočty optické atmosférické hmoty m .

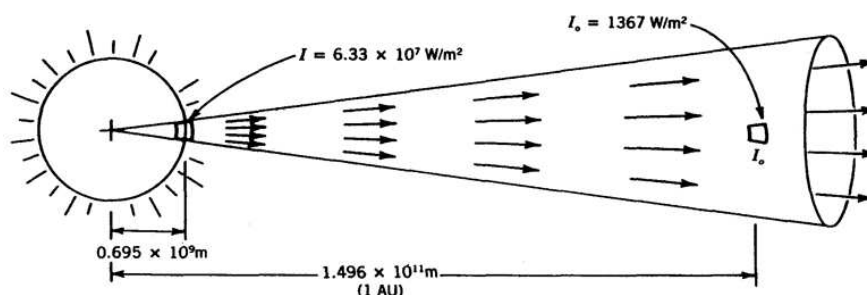
2.2 Sluneční záření nad atmosférou

Solární konstanta

Solární konstanta I_{sol} je intenzita záření dopadajícího na plochu 1 m^{-2} kolmou ke slunečním paprskům ve střední vzdálenosti Země–Slunce ($1 \text{ AU} = 149\,597\,890 \text{ km}$). Hodnotu solární konstanty určila Světová meteorologická organizace roku 1982 jako [10]:

$$I_{\text{sol}} = 1\,367,13 \text{ Wm}^{-2} \quad (9)$$

Solární konstanta je integrál spektrálního záření F_λ přes celé spektrum (plocha pod křivkou v grafu plus 3,7% v kratších a delších vlnových délkách). Z důvodu proměnné vzdálenosti Slunce–Země v průběhu roku kolísá i solární konstanta a to v rozsahu 6,6%. Změny sluneční aktivity způsobují kolísání solární konstanty maximálně do 1% [11].



Obrázek 3: Solární konstanta – převzato z [12]

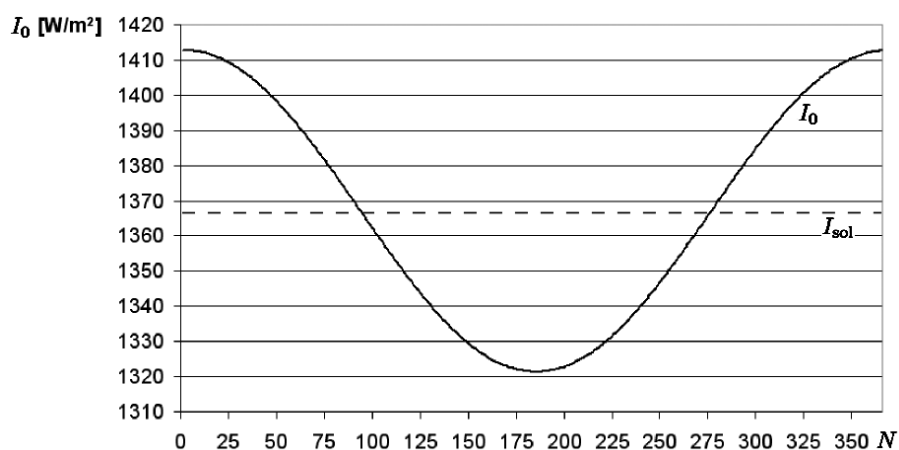
Extraterestrické záření

Protože Země obíhá kolem Slunce po mírně eliptické trajektorii, vzdálenost Země–Slunce se v průběhu roku mění. Z toho důvodu kolísá i intenzita záření dopadajícího na vnější vrstvy zemské atmosféry, a to o $\pm 3,5\%$ hodnoty solární konstanty. Solární konstantu je třeba opravit o bezrozměrný faktor r [7], pro extraterestrickou intenzitu slunečního záření I_0 pak dostaneme:

$$I_0 = r \cdot I_{\text{sol}}, \quad (10)$$

kde

$$r = 1 + 0,0334 \cdot \cos \left(\frac{360}{365,25} \cdot N - 2,7206 \right). \quad (11)$$



Obrázek 4: Variace intenzity extraterestrického slunečního záření v průběhu roku vlivem změny vzdálenosti Země–Slunce – na základě vztahu (10) a (11)

Jiný způsob výpočtu korekčního faktoru r nabízí Spencerova rovnice [35]:

$$r = 1,000110 + 0,034221 \cos \Gamma + 0,001280 \sin \Gamma + 0,000719 \cos 2\Gamma + 0,000077 \sin 2\Gamma \quad (12)$$

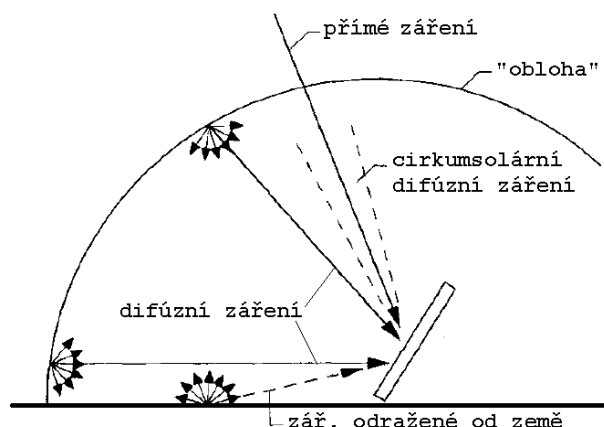
kde

$$\Gamma = 2\pi \left(\frac{N - 1}{365} \right) \quad (13)$$

Sluneční záření pod vrstvou atmosféry

Záření dopadající na skloněnou plochu sestává z několika složek: *záření přímého*, jež bylo zeslabeno průchodem vrstvou atmosféry, *záření difúzního*, jež bylo rozptýleno částicemi atmosféry a *záření odraženého* od zemského povrchu a okolních předmětů. *Cirkumsolární*

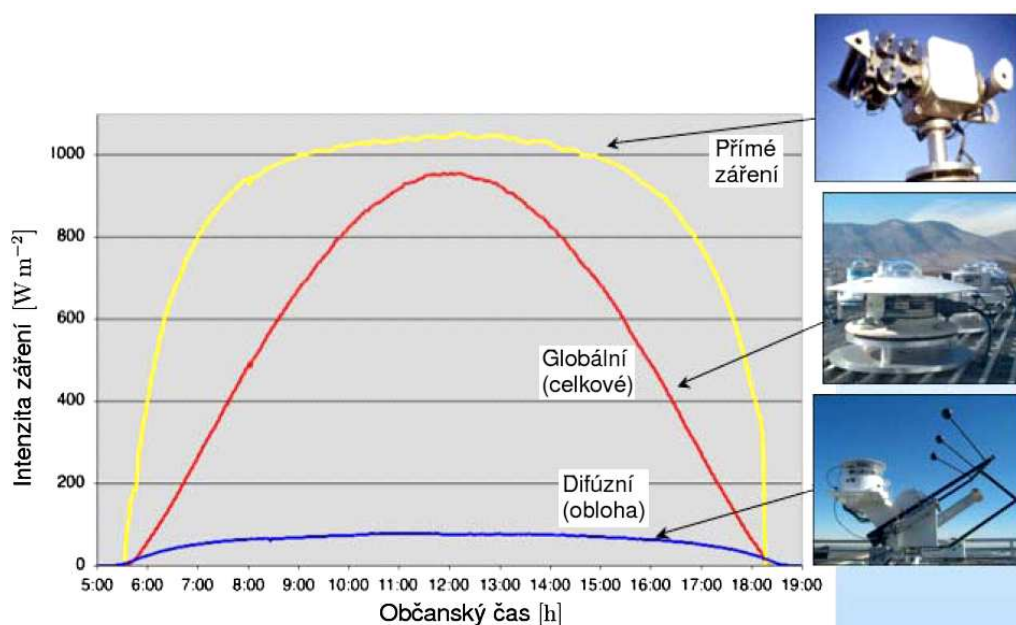
záření je difúzní záření přicházející z kruhové plochy kolem slunečního kotouče, který má na obloze úhlový průměr $1/2^\circ (\pm 1/4^\circ)$ v závislosti na aktuální vzdálenosti Země–Slunce [11]. Celkové záření dopadající na obecně položenou plochu na zemském povrchu se nazývá *globální*.



Obrázek 5: Druhy záření – obr. na základě [13]

Přímé sluneční záření se měří *pyrheliometrem*, což je fotocitlivý detektor (termočlánek) s dlouhým stínícím tubusem. Pyrheliometr musí být připevněn k hodinovému stroji, který sleduje pohyb Slunce na obloze. Pyrheliometr patří mezi absolutní měřicí přístroje a jeho výstupem je přímo intenzita záření ve Wm^{-2} . Před tubus lze namontovat otočný kotouč s barevnými filtry, což umožňuje měřit přímé sluneční záření na určitých vlnových délkách. Při měření pyrheliometrem dopadá na jeho detektor kromě přímého slunečního záření také záření cirkumsolární (tj. z oblasti oblohy těsně kolem slunečního kotouče). K měření globální záření na horizontální plochu slouží *pyranometr*. Difúzní záření se také měří pyranometrem, ale doplněným o stínící mechanismus, což je pohyblivé rameno s kroužkem (nebo páskem) zastiňujícím sluneční kotouč.

Jestliže není žádná oblačnost, křivky denního chodu slunečního záření jsou hladké, jak je vidět z obrázku 6. Oblačnost může intenzitu globálního záření snížit, pokud se dostane mezi Slunce a ozářenou plochu, nebo i zvýšit, pokud přímému záření nic nestojí v cestě, ale v jiné části oblohy se nacházejí oblaky. Oblačnost slunečního záření silně rozptyluje nezávisle na vlnové délce, je proto jasnější než modrá obloha. Vliv oblačnosti na intenzitu osvětlení je dobře patrný z obrázku 48 v příloze.



Obrázek 6: Typický denní chod slunečního záření a standardní měřící přístroje – obr. na základě [14]

Přímé záření

Přímé záření na obecně položenou plochu lze vypočítat:

$$I_P = I_{P_n} \cos \gamma \quad (14)$$

kde I_{P_n} je intenzita přímého záření na plochu kolmou ke směru paprsků, γ je úhel, který svírá normála osluněné plochy se slunečními paprsky.



Obrázek 7: Pyrheliometr vybavený otočným kotoučem s jedním průřezem a třemi barevnými filtry – převzato z [15]

Difúzní záření

Intenzitu difúzního záření na plochu kolmou ke slunečním paprskům lze přibližně vypočítat [2]:

$$I_D = 0,5 (1 + \cos \alpha) I_{Dh} + 0,5 a_r (1 - \cos \alpha) (I_{Ph} + I_{Dh}), \quad (15)$$

pro intenzitu přímého záření na vodorovnou plochu I_{Dh} platí

$$I_{Ph} = I_{Pn} \sin h, \quad (16)$$

a pro intenzitu difúzního záření na vodorovnou plochu I_{Dh} platí

$$I_{Dh} = 0,33 (I_0 + I_{Pn}) \sin h, \quad (17)$$

a_r je albedo, tedy reflexní schopnost okolních ploch.

Globální záření

Pro stanovení globálního záření na horizontální plochu I_{Gh} v modelech bezoblačné oblohy doporučuje Světová meteorologická organizace (1981)[16] použít následující vztah:

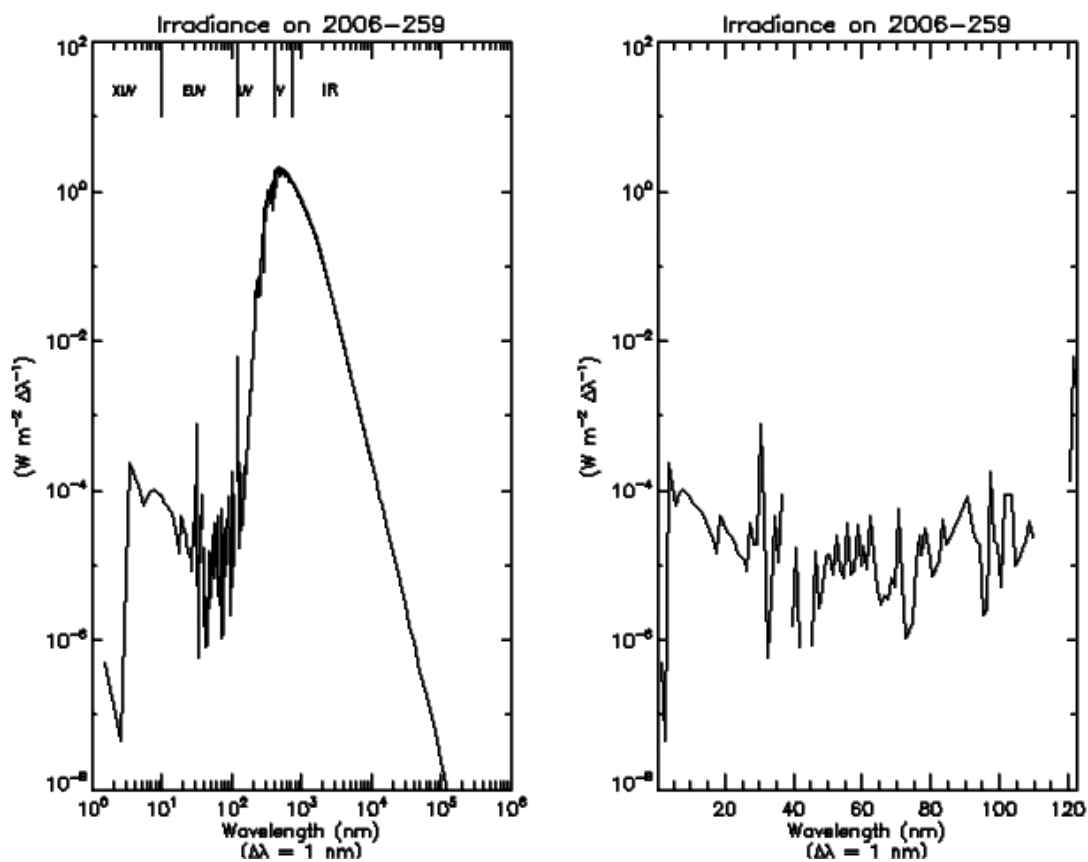
$$I_{Gh} = (1297 - 57 T_{L(2)}) (\sin h)^{\frac{36+T_{L(2)}}{33}}, \quad (18)$$

kde $T_{L(2)}$ je Linkeho koeficient znečištění atmosféry při optické atmosférické hmotě $m = 2$.

2.3 Spektrální složení slunečního záření

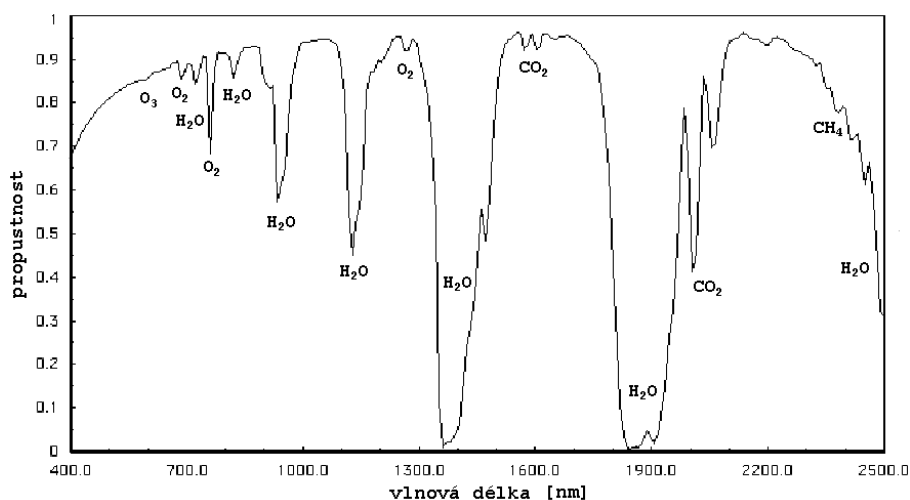
Asi 48 % energie slunečního záření dopadajícího na horní vrstvu zemské atmosféry připadá na viditelnou oblast spektra o vlnových délkách od 400 nm do 750 nm. Infračervené oblasti s vlnovými délkami většími než 750 nm náleží 45 % energie, a ultrafialové oblasti s vlnovými délkami kratšími než 400 nm odpovídá 7 % energie extraterestrického slunečního záření [18].

Měříme-li přímé sluneční záření určité vlnové délky na zemském povrchu, můžeme potřebovat znát skutečnou spektrální intenzitu záření nad atmosférou. Na webové adrese <http://www.sel.noaa.gov/ftpmenu/lists/spacewx.html> lze zjistit aktuální kosmické počasí, včetně spektrálního složení slunečního extraterestrického záření. Jsou zde k dispozici data v textové podobě i vygenerované grafy spektrální intenzity (viz obr. 8).

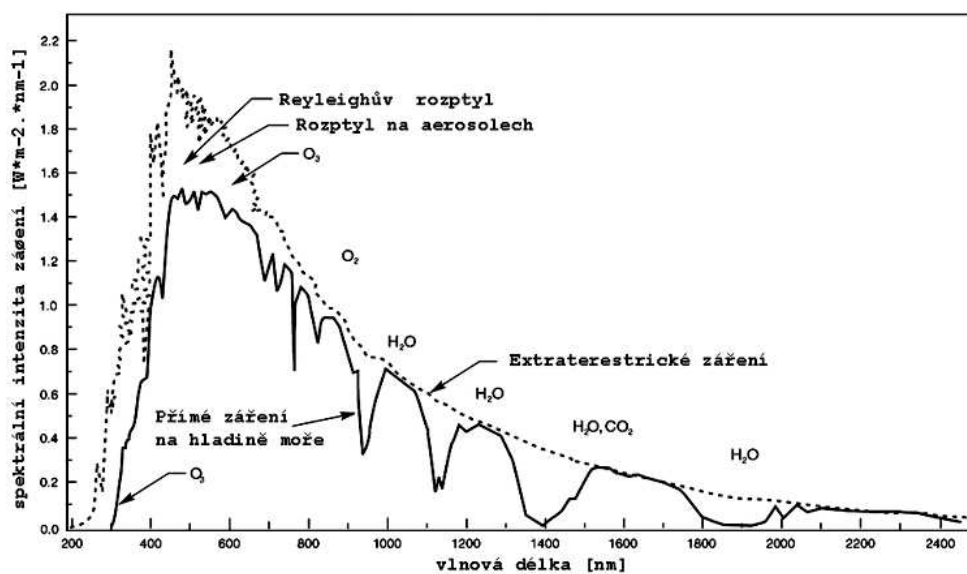


Obrázek 8: Spektrální intenzita $F(\lambda)$ extraterestrického slunečního záření dne 16.9.2006 pro všechny vlnové délky (vlevo) a pro oblast EUV záření (vpravo) – převzato z [19]

Jak sluneční záření prochází atmosférou, velká část UV záření je pohlcena nebo rozptýlena. Na molekulách vzduchu se rozptylují kratší vlnové délky více než delší, což má za následek modré zbarvení denní oblohy. Vodní pára a prach v atmosféře dále omezují množství přímého slunečního záření procházejícího atmosférou. Za jasného dne přibližně 75 % extraterestrického slunečního záření prochází atmosférou, aniž by bylo pohlceno nebo rozptýleno.



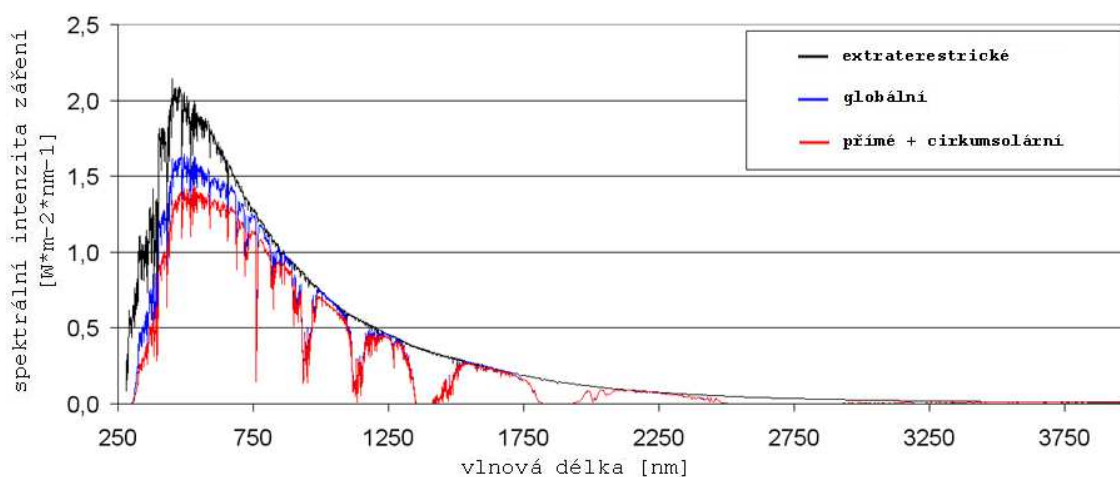
Obrázek 9: Propustnost atmosféry pro sluneční záření ve viditelném a blízkém IR oboru [17]



Obrázek 10: Spektrální intenzita slunečního záření nad atmosférou (tečkovaně) a po průchodu atmosférou (plná čára); označeny jsou molekuly způsobující zeslabení záření na příslušných vlnových délkách – obr. na základě [11]

2.4 Standard ASTM

Společností „American Society for Testing and Materials“ byl definován standard ASTM G173-03, který se v současnosti používá ve fotovoltaickém průmyslu. Tento dokument stanovuje spektrum přímého a globálního slunečního záření na plochu určité orientace za přesně definovaných atmosférických podmínek. Data jsou k dispozici na webových stránkách společnosti ASTM [20]. Vzorová křivka rozložení intenzity záření je funkcí vlnové délky světla, a má sloužit především ke srovnávání a posuzování vlastností fotovoltaických materiálů a fotovoltaických panelů. Atmosférické podmínky byly zvoleny takové, aby byly rozumným průměrem pro 48 členských států USA v průběhu celého roku. Úhel sklonu referenční plochy, na kterou dopadá sluneční záření, je přibližně průměrem zeměpisných šířek těchto členských států USA. Referenční plocha má být skloněna pod úhlem 37° směrem k rovníku.



Obrázek 11: Standard ASTM G173-03

Specifické atmosférické podmínky jsou definovány [20]:

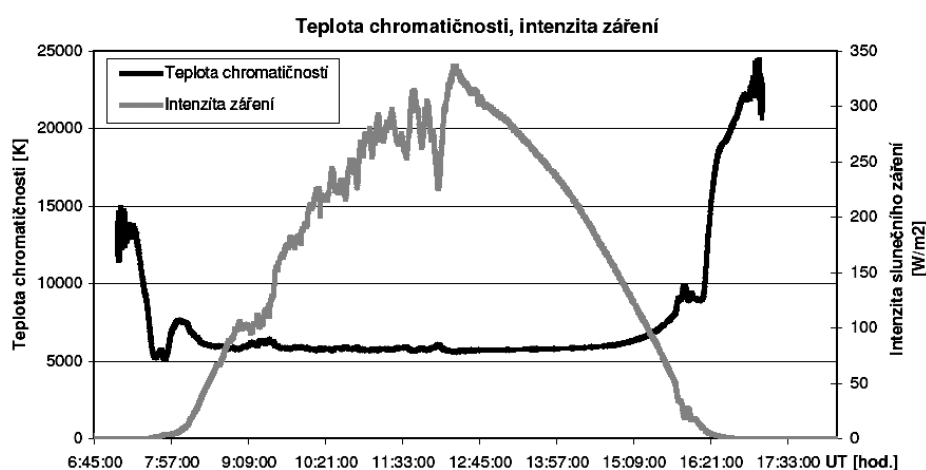
- Veličiny jako teplota, tlak, aerosoly, hustota vzduchu apod. byly převzaty z dokumentu „1976 U.S. Standard Atmosphere“
- Atmosférická hmota $m = 1,5$ (což odpovídá zenitovému úhlu Slunce $\theta = 48,19^\circ$)
- Pro vlnovou délku $\lambda = 500 \text{ nm}$ je stanoven Angströmův koeficient turbidity $\beta = 0,084$
- Ekvivalent vodní páry $w = 1,42 \text{ cm}$
- Ozón – sloupec o výšce $0,36 \text{ cm}$

- Albedo půdy se světlým povrchem definované na základě databáze spektrální odraznosti přírodních a umělých povrchů ASTER přístupné online na adrese <http://speclib.jpl.nasa.gov/>.

2.5 Teplota chromatičnosti

Teplota chromatičnosti T_C (dříve teplota barvy) vyjadřuje spektrální složení světla porovnáním se zářením absolutně černého tělesa určité teploty [21]. Sluneční záření dopadající na hranici zemské atmosféry má stálou teplotu chromatičnosti. Průchodem atmosférou se část světla rozptyluje. Rozptyl je tím silnější, čím je vlnová délka světla kratší a čím delší dráhu musí světlo v rozptylujícím prostředí projít. Proto je rozptýlené světlo namodralé. Zbylé záření je tím více nažloutlé až načervenalé, čím tlustší vrstvou vzduchu prošlo, tj. čím níže je Slunce nad obzorem. V závislosti na výšce Slunce se proto mění teplota chromatičnosti slunečního světla přibližně podle údajů v tabulce 2. Při dostatečné výšce Slunce bývá přímé záření až desetkrát silnější než difúzní záření oblohy. Je-li Slunce nízko, svítí slaběji a jeho snížená teplota chromatičnosti je zvyšována poměrně silnějším zářením oblohy. Teplota chromatičnosti globálního záření se proto mění v menším rozsahu než je tomu u jeho složek.

Na obrázku 12 je ukázka měření teplota chromatičnosti a intenzity globálního slunečního záření pomocí experimentální meteorologické stanice [22]. Jako detektory byly použity tři křemíkové fotodiody s R, G a B filtry. Dopoledne byla intenzita globálního záření ovlivněna oblačností, ale odpoledne bylo již jasno, jak dokládá průběh světlejší křivky. Černá křivka znázorňuje denní chod teploty chromatičnosti. Při nízké úhlové výšce Slunce převládá difúzní záření modré oblohy, proto teplota chromatičnosti dosahuje vysokých hodnot. V našich zeměpisných šířkách se pak při jasné obloze ustálí na denní hodnotě v rozmezí cca 5000 – 6000 K.



Obrázek 12: Teplota chromatičnosti a intenzita globálního záření – převzato z [22]

Druh slunečního záření	T_C [K]
Přímé záření	
při východu nebo západu Slunce	1 800
17 minut po východu (před západem)	1 900
23 minut po východu (před západem)	2 000
30 minut po východu (před západem)	2 450
40 minut po východu (před západem)	2 900
1 hodinu po východu (před západem)	3 500
1,5 hodinu po východu (před západem)	4 000
2 hodiny po východu (před západem)	4 400
poledne	4 800 – 5 300
Globální záření (jasno)	
ráno a večer	4 700
17 minut po východu (před západem)	5 500
23 minut po východu (před západem)	5 300 – 5 800
30 minut po východu (před západem)	5 000 – 6 000
40 minut po východu (před západem)	6 000 – 7 000
1 hodinu po východu (před západem)	5 000 – 6 000
Difúzní záření (zataženo nebo ve stínu)	
středně zataženo	6 000 – 7 000
mlha	8 000 – 8 400
modrá obloha v nížině	9 500 – 12 000
modrá obloha v horách	12 500 – 25 000

Tabulka 2: Teploty chromatičnosti T_C záření při různých podmínkách [21]

Teplota chromatičnosti má velký význam především pro záznam astronomických jevů na barevný fotografický materiál. Barevné filmy bývají většinou vyladěny na teplotu 5 500 K, která přibližně odpovídá dopoledním nebo odpoledním hodinám. Ráno nebo večer ovšem dostaneme snímky s nažloutlým, v poledne s namodralým odstínem. Oko se na různé teploty chromatičnosti adaptuje, a světlo různého složení se může jevit jako bílé. U klasické barevné fotografie lze věrného podání barev dosáhnout použitím vhodně vyladěného filmu nebo barevnými filtry. V digitální fotografii je vyrovnání řízeno automatickou.

3 Charakteristiky atmosféry

Vzdušný obal planety Země označujeme jako *atmosféra* (z řec. *atmos* – pára, *sphaiga* – koule). Fyzikálně je atmosféra charakterizována veličinami: tlak, složení, hustota a teplota. Z hlediska vlivu atmosféry na zeslabení slunečního záření je podstatné její složení a dráha, kterou musí paprsek v atmosféře urazit. Tato dráha závisí na poloze Slunce na obloze, na nadmořské výšce měřícího stanoviště a na indexu lomu atmosféry. Pro kvantitativní vyjádření vlivu atmosféry na zeslabení slunečního záření se používá optická tloušťka δ .

3.1 Popis zemské atmosféry

Zemská atmosféra je vertikálně členěna na patra [24]:

1. *Troposféra* – (výška 0–8 resp. 16 km), v ní se utváří počasí (tvorba oblaků a srážek); teplota klesá průměrně o 5–6 °C na 1 km výšky. Horní hranicí troposféry je tropopauza, nad póly leží v průměrné výšce 8 km s teplotou kolem –50 °C, nad rovníkem 16 km s teplotou –80 °C.
2. *Stratosféra* – sahající od tropopauzy do výšky 50 až 55 km, do 20–25 km se v ní teplota s výškou skoro nemění (izotermická vrstva), dále po horní hranici vlivem pohlcování ultrafialového slunečního záření ozonem (O₃) s výškou stoupá až na +10 °C.
3. *Mezosféra* – (od 50–55 do 80 km), teplota s výškou opět klesá až na –110 °C na její horní hranici.
4. *Termosféra* – (80–800 km), vzestup teploty s výškou až na více než 1 000 °C na horní hranici; molekuly plynů jsou v termosféře částečně ionizované, proto je označována též jako ionosféra (členěna na vrstvy D, E, F, G).
5. *Exosféra* – (sféra rozptylu, s Van-Allenovým pásem radiace) ve výšce nad 800 km, tvoří přechod ke kosmickému prostoru.

Do výšky 5,5 km nad hladinou moře je soustředěno 50 % vzduchu, do výšky 10 km – 75 % a do výšky 36 km – 99 %. Složení čistého a suchého vzduchu se v podstatě nemění až do výšek 90–100 km nad povrchem. Zemská atmosféra účinně rozptyluje záření do výšek kolem 80 km [18]. Fyzikálních procesů ve svrchní stratosféře, mezosféře a termosféře se účastní necelé 1 % celkové atmosférické hmoty.

Zemská atmosféra obsahuje celou řadu plynů, vodní páru, aerosoly (kapičky, prach, pilová zrnka, ...) a mikroorganismy. Kromě dusíku, kyslíku a argonu jsou ostatní plyny zastoupeny v atmosféře jen ve stopových množstvích. Množství vodní páry a vody v kapalném a plynném skupenství je ve vzduchu časově i prostorově velmi proměnlivé.

Plyn	Hodnoty objemové [ppm]	Hodnoty hmotnostní [ppm]
N ₂	780 900 (78,09 %)	755 100
O ₂	209 500 (20,95 %)	231 500
Ar	9 300 (0,93 %)	12 800
CO ₂	360 (0,036 %)	552
Me	18	12,5
He	5,2	0,72
CH ₄	1,5	0,9
Kr	1	2,9
N ₂ O	0,5	0,8
H ₂	0,5	0,03
O ₃	0,4	0,6
Xe	0,08	0,36
SO ₂	0,000 3 až 0,05	stopová množství
CFC	stopová množství	stopová množství

Tabulka 3: Složení atmosféry [23]

V tabulce 4 je znázorněn příspěvek některých složek atmosféry k celkovému zeslabení přímého slunečního záření. Pro větší přehlednost jsou v tabulce místo slov použity značky ve významu: ● – slabě, ●● – středně, ●●● – silně.

atm. složka	absorbuje	rozptyluje
O ₃	●●	●
O ₂ , CO ₂	●●	●
vodní pára	●●●	●
ostatní molekuly	●	●●
aerosoly	●●	●●●
oblaky	●●	●●

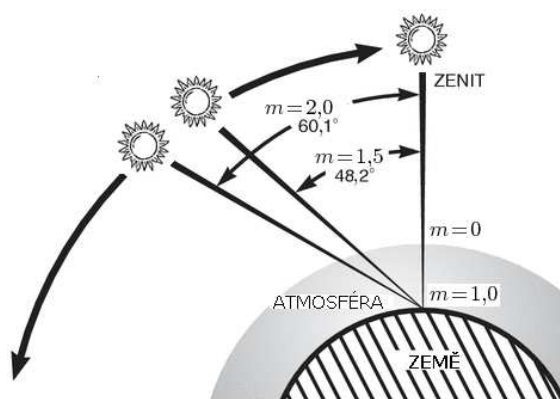
Tabulka 4: Příspěvek atmosférických složek k celkovému zeslabení slunečního záření [9]

3.2 Optická atmosférická hmota

Optická atmosférická hmota m je definována jako poměr optické tloušťky atmosféry $\delta_{(\theta)}$ při průchodu slunečního záření atmosférou pod libovolným zenitovým úhlem δ k optické tloušťce $\delta_{(0)}$ pro záření procházející atmosférou pod zenitovým úhlem $\theta = 0^\circ$ [7].

$$m = \frac{\delta_{(\theta)}}{\delta_{(0)}} \quad (19)$$

Na hladině moře je $m = 1$ tehdy, když se Slunce nachází v zenitu ($\theta = 0^\circ$), a $m = 2$ pro zenitový úhel $\theta = 60,1^\circ$.



Obrázek 13: Atmosférická hmota – obr. na základě [11]

$$m = \frac{1}{\cos \theta} = \sec \theta \quad (20)$$

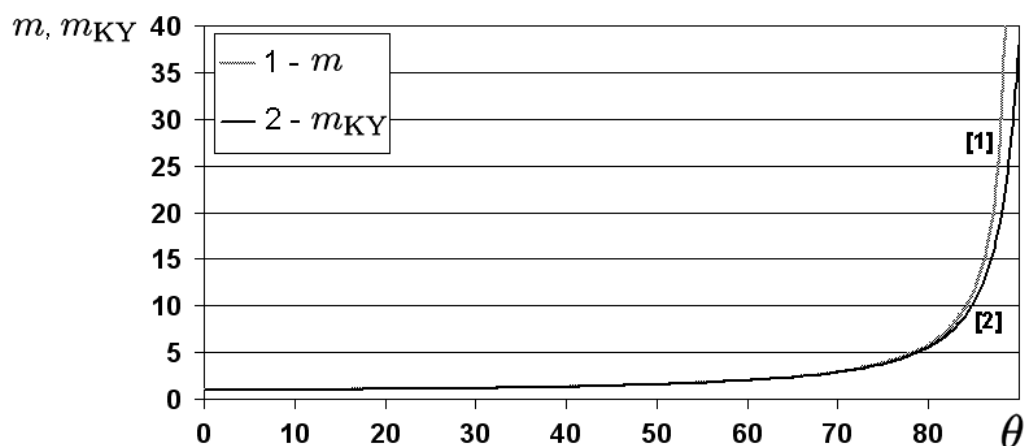
Atmosférická hmota m vyjádřená vztahem (20) nezohledňuje zakřivení Země. Při velkém zenitovém úhlu ($\theta > 80^\circ$) proto hodnota m roste příliš rychle, a pro $\theta = 90^\circ$ se dokonce rovná nekonečnu. Opravu navrhli Kasten a Young v r. 1989 [16], a tato jejich formule je v současnosti hodně využívána v modelech bezoblačné oblohy. Atmosférická hmota podle Kastena a Younga m_{KY} je

$$m_{KY} = \frac{p/p_0}{\cos \theta + 0,50572 (96,07995 - \theta)^{-1,6364}}, \quad (21)$$

kde člen p/p_0 je korekce vlivu atmosférického tlaku, přičemž p je aktuální atmosférický tlak v místě měřicí stanice a $p_0 = 101,325$ kPa je normální atmosférický tlak.

Není-li k dispozici hodnota p , lze korekci tlaku provést alespoň prostřednictvím nadmořské výšky H . Oprava navržená Kastem a Youngem (1989) má následující tvar:

$$\frac{p}{p_0} = \exp\left(-\frac{H}{8434,5}\right) \quad (22)$$

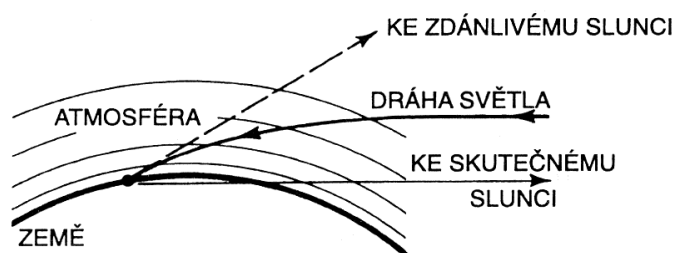
Obrázek 14: Srovnání atmosférické hmoty m a m_{KY}

Dále je třeba vzít v úvahu zakřivení slunečních paprsků při průchodu atmosférou (refrakce). Korekce úhlové výšky Δh_{refr} z důvodu ohybu paprsku slunečního záření lze podle Kastena a Younga (1989) [1] vypočítat

$$\Delta h_{\text{refr}} = 0,061\,359 \cdot \frac{0,159\,4 + 1,123\,0\,h + 0,065\,656\,h^2}{1 + 28,934\,4\,h + 277,397\,1\,h^2}. \quad (23)$$

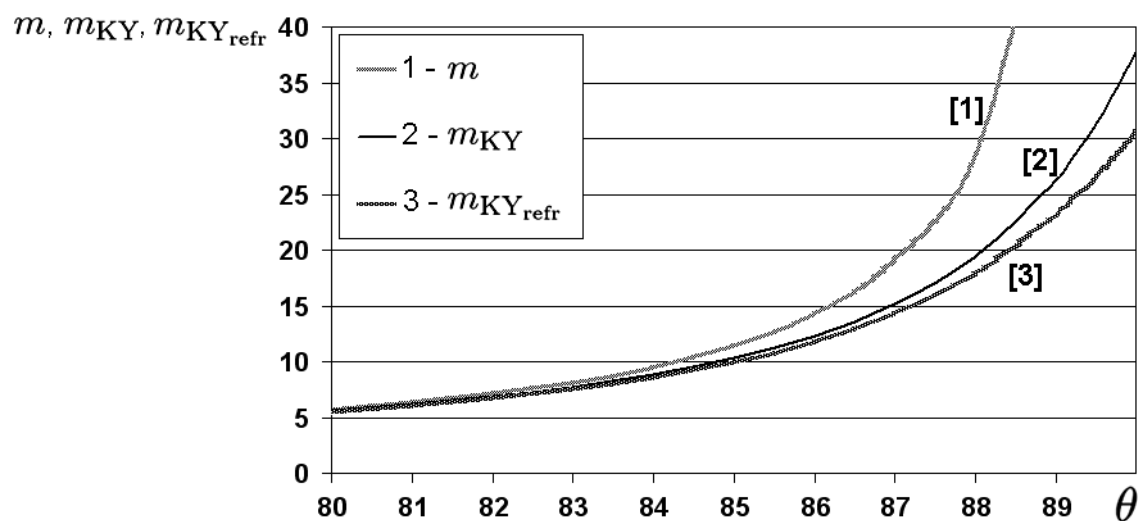
Skutečnou úhlovou výšku Slunce h_{true} pak vypočítáme

$$h_{\text{true}} = h + \Delta h_{\text{refr}}. \quad (24)$$



Obrázek 15: Ohyb paprsku slunečního záření v atmosféře [25]

Optickou atmosférickou hmotu, při jejímž výpočtu byla použita výška Slunce h_{true} , budeme označovat jako $m_{KY_{\text{refr}}}$.



Obrázek 16: Srovnání tří způsobů výpočtu atmosférické hmoty

Kasten 1989 navrhl také jiný postup stanovení atmosférické hmoty m_{param} vyhovující standardu US atmosféry, který je jednodušší, a zohledňuje jak zakřivení Země, tak i refrakci [26]. Rovnici (25) lze použít jestliže $\theta \leq 85^\circ$, pro větší zenitový úhel je nutná další oprava. Pro $\theta \leq 30^\circ$ lze použít rovnici $m = 1/\cos \theta$. Atmosférickou hmotu m_{param} vypočítáme:

$$m_{\text{param}} = \frac{1}{\cos \theta + a(b - \theta)^{-c}}, \quad (25)$$

kde koeficienty $a = 0,505\,72$, $b = 6,079\,95$, $c = 1,636\,4$, a θ je zenitový úhel Slunce v radiánech.

3.3 Beerův-Bouguerův-Lambertův zákon

Průchodem slunečního záření atmosférou dochází k zeslabování jeho intenzity. Míra zeslabení závisí na atmosférické hmotě m a aktuálním složení atmosféry. Vliv atmosféry na zeslabování slunečního záření vyjadřuje koeficient zvaný optická tloušťka atmosféry δ , a je definován vztahem:

$$\delta = -\ln \frac{\phi_e}{\phi'_e} \quad (26)$$

kde ϕ_e je zářivý tok svazku rovnoběžných slunečních paprsků nad atmosférou, a ϕ'_e je zeslabený zářivý tok tohoto svazku po průchodu atmosférou [7].

Celkovou optickou tloušťku atmosféry δ lze rozdělit na několik částí [27]:

$$\delta = \delta_R + \delta_a + \delta_g \quad (27)$$

kde δ_R je optická tloušťka atmosféry pro Rayleighův rozptyl na molekulách N_2 a O_2 ,
 δ_a je optická tloušťka atmosféry pro rozptyl na aerosolech,
 δ_g je optická tloušťka atmosféry pro permanentní plyny.

Permanentní jsou takové plyny, které jsou v nějakém množství v reálné atmosféře vždy přítomné. Z hlediska zeslabování slunečního záření je nejvýznamnější vodní pára (H_2O), ozón (O_3) a oxid dusičitý (NO_2). Při zanedbání dalších plynných složek se pak optická tloušťka atmosféry pro permanentní plyny vypočítá:

$$\delta_g = \delta_w + \delta_{O_3} + \delta_{NO_2} \quad (28)$$

kde δ_w je optická tloušťka atmosféry pro absorpci na vodní páře,
 δ_{O_3} je optická tloušťka atmosféry pro absorpci na molekulách ozónu,
 δ_{NO_2} je optická tloušťka atmosféry pro absorpci na molekulách oxidu dusičitého.

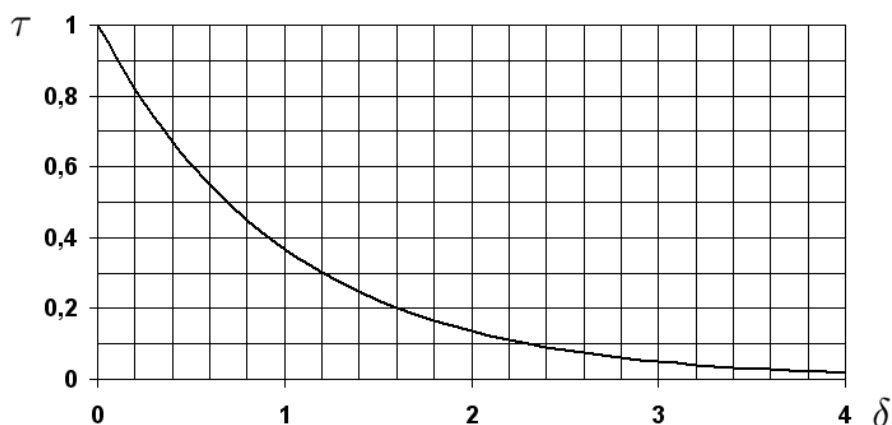
Poměr intenzity přímého slunečního záření na zemském povrchu k intenzitě záření nad atmosférou se označuje jako propustnost τ (transmittance).

$$\tau = \frac{I}{I_0} \quad (29)$$

Mezi optickou tloušťkou δ a propustností τ platí následující vztah:

$$\tau = e^{-m\delta} \quad (30)$$

Intenzitu slunečního záření po průchodu atmosférou I lze vyjádřit pomocí rovnice (31), která dává do souvislosti sluneční záření procházející zemskou atmosférou a aktuální stav atmosféry. V různých pramenech bývá označována jako zákon Beerův, Bouguerův, Lambertův.



Obrázek 17: Závislost propustnosti τ atmosféry na její optické tloušťce δ

$$I = I_0 \cdot e^{-m\delta} \quad (31)$$

Na rozdíl od intenzit záření nemají optické tloušťky měřené na různých vlnových délkách aditivní vlastnosti [28]:

$$I = I(\lambda_1) + I(\lambda_2), \quad \text{ale} \quad \delta \neq \delta(\lambda_1) + \delta(\lambda_2) \quad (32)$$

3.4 Optická tloušťka atmosféry pro Rayleighův rozptyl

Rayleighův rozptyl se uplatňuje tehdy, když je vlnová délka záření mnohem větší, než je velikost částic – molekul vzduchu. Při dokonale čisté a suché atmosféře (tzv. Rayleighova atmosféra) by docházelo k rozptylu pouze na molekulách kyslíku a dusíku. Pomocí Beer-Bouguer-Lambertova zákona si můžeme vyjádřit Rayleighovu optickou tloušťku δ_R :

$$\delta_R = -\frac{1}{m} \cdot \ln \frac{I_\xi}{I_0}, \quad (33)$$

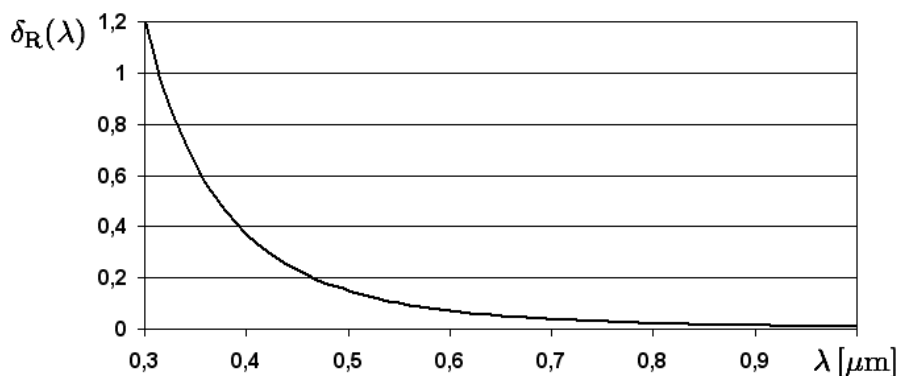
kde I_ξ je intenzita přímého záření, které prošlo čistou Rayleighovou atmosférou.

Rayleighova optická tloušťka závisí přibližně nepřímo úměrně na čtvrté mocnině vlnové délky světla

$$\delta_R(\lambda) \approx \lambda^{-4}. \quad (34)$$

Linke (1956) popsal závislost Rayleighovy optické tloušťky na vlnové délce světla rovnicí (35), kterou lze stále považovat za dostatečně přesnou i pro většinu aplikací dálkového průzkumu Země [29].

$$\delta_R(\lambda) = 0,00879 \cdot \lambda^{-4,09} \quad (35)$$



Obrázek 18: Závislost Rayleighovy optické tloušťky $\delta_R(\lambda)$ na vlnové délce λ

Skutečnost, že molekuly rozptylují modré světlo mnohem efektivněji než světlo s většími vlnovými délkami vysvětluje, proč je obloha modrá. To, že červené světlo je rozptylováno méně než modré vysvětluje, proč se Slunce při západu barví do červena. Čím jsou částice větší, tím více je rozptyl nezávislý na vlnové délce světla. Oblaky jsou bílé, protože velké vodní kapky rozptylují záření všech vlnových délek ve viditelném oboru stejnoměrně [32].

Z fyzikálního hlediska závisí δ_R vedle vlnové délky už jen na aktuálním tlaku, jak je vidět z následující rovnice [33]:

$$\delta_R(\lambda) = \sigma \cdot \frac{p N_A}{m_a g} \quad (36)$$

kde p je aktuální atmosférický tlak, N_A je Avogadrova konstanta, m_a je průměrná molekulová hmotnost vzduchu (závisící na složení vzduchu), g je gravitační zrychlení (závisící na nadmořské výšce a zeměpisné šířce), a kde

$$\sigma (\cdot 10^{-28} \text{cm}^2) = \frac{1,045\,599\,6 - 341,290\,61 \lambda^{-2} - 0,902\,308\,50 \lambda^2}{1 + 0,002\,705\,988\,9 \lambda^{-2} - 85,968\,563 \lambda^2}. \quad (37)$$

Závislost δ_R na atmosférické hmotě je důsledkem silné závislosti Rayleighova rozptylu na vlnové délce světla. Způsob výpočtu Rayleighovy optické tloušťky δ_R jako funkce atmosférické hmoty navrhl Linke (1922), ale jiní autoři se jej mnohokrát pokoušeli opravit podle pozměněných teoretických předpokladů [34]. Kasten (1980) zahrnul do δ_R absorpci na stratosférickém ozónu, a nezapočítal ale permanentní plyny jako jsou CO_2 , O_2 , N_2O a CO . Louche (1986) a Grenier (1994) započítali do δ_R absorpci na těchto plynech, zřejmě zřejmě byl dříve jejich vliv zahrnut do T_L neoprávněně. Protože vztahy Loucheho a Greniera jsou pro $m > 20$ nepoužitelné navrhl Molineaux (1995) řešení v původním Linkeho tvaru, jen číselně pozměněné. S příspěvkem permanentních plynů do δ_R souhlasil i Kasten (1996) [10], a jeho vztah je v současnosti hodně používán.

$$\delta_{R22} = 0,128 - 0,054 \log m \quad (38)$$

$$\delta_{R80} = (9,4 + 9,9 m)^{-1} \quad (39)$$

$$\delta_{R86} = (6,5567 + 1,7513 m - 0,1202 m^2 + 0,0065 m^3 - 0,00013 m^4)^{-1} \quad (40)$$

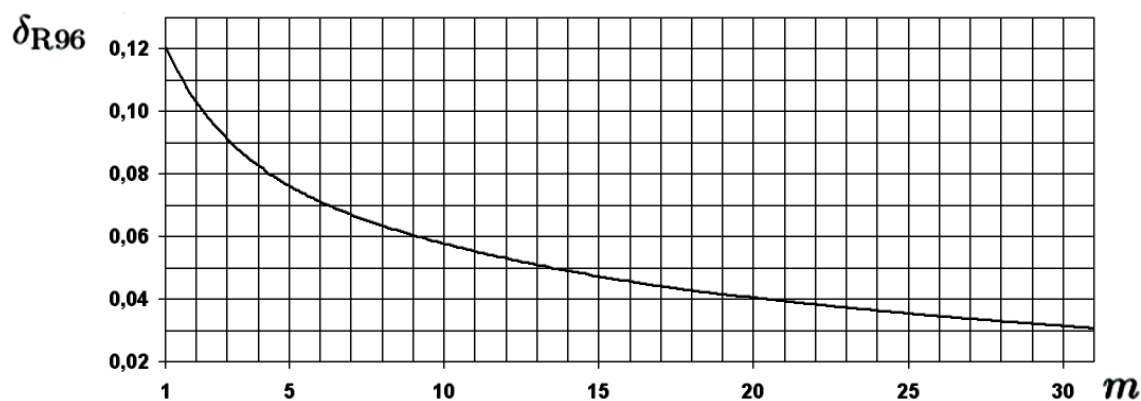
$$\delta_{R94} = (5,4729 + 3,0312 m - 0,6329 m^2 + 0,0910 m^3 - 0,00512 m^4)^{-1} \quad (41)$$

$$\delta_{R95} = 0,124 - 0,0656 \log m \quad (42)$$

$$\delta_{R96} = (6,6296 + 1,7513 m - 0,1202 m^2 + 0,0065 m^3 - 0,00013 m^4)^{-1} \quad (43)$$

V současnosti se hodně používá poslední z uvedených vztahů (δ_{RK96}) pro $m \leq 20$, při větší atmosférické hmotě $m > 20$ jej lze nahradit rovnicí, kterou vyvinul Page (1996) [35]:

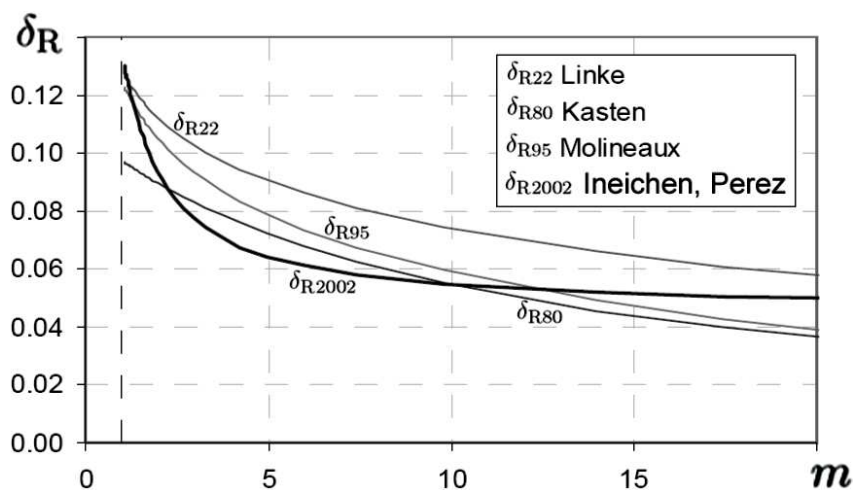
$$\delta_{R(m>20)} = (10,4 + 0,718 m)^{-1} \quad (44)$$



Obrázek 19: Závislost Rayleighovy optické tloušťky δ_{R96} na atmosférické hmotě m podle Kastena (1996)

Zcela odlišně než ostatní autoři postupovali Ineichen a Perez (2002), kteří na základě velkého množství dat z pyrheleometrických měření odvodili vztah (72) pro Linkeho koeficient T_L , a ten pak dosadili do Beerova-Bouguerova-Lambertova zákona. Z něj pak lze vyjádřit

$$\delta_R = -\frac{1}{m \cdot T_L} \cdot \ln \frac{I_{Pn}}{I_0}. \quad (45)$$



Obrázek 20: Závislost Rayleighovy optické tloušťky na atmosférické hmotě m podle vybraných autorů – na základě [34]

3.5 Vodní pára v atmosféře

Obsah vodní páry v atmosféře tvoří maximálně 4 % a to ve velmi proměnlivém množství, proto obvykle není zahrnována mezi plyny tvořící vzduch. Vodní pára je zvláště důležitá pro procesy utváření počasí, tj. vyzařování, tvorbu oblaků a srážky. Vodní pára se vyskytuje ve spodních vrstvách atmosféry do výšky asi 3 km. Všechna absorpční pásma vodní páry se nacházejí nad vlnovou délkou $0,7 \mu\text{m}$ [36].

Vodní páru obsaženou v atmosféře si lze představit jako sloupec vody o určité výšce, značí se w , a vyjadřuje se v cm. Pro hladinu moře lze w přibližně určit z hodnoty rosného bodu T_d [37].

$$w = \exp(-0,075 + 0,07 \cdot T_d) \quad (46)$$

Obsah vodní páry v atmosféře lze počítat také podle Lecknerova vztahu [38]:

$$w = 0,493 \left(\frac{\phi}{T} \right) \exp \left(26,23 - \frac{5416}{T} \right) \quad (47)$$

kde ϕ je relativní vlhkost vzduchu T je termodynamická teplota.

Jinou alternativu výpočtu w doporučil Gueymard (1993) [39]:

$$\tau_w = 0,1 H_w a \quad (48)$$

kde H_w je ekvivalentní výška sloupce vodní páry v km, a je absolutní vzdušná vlhkost v gm^{-3} .

Hodnotu H_w vypočítáme:

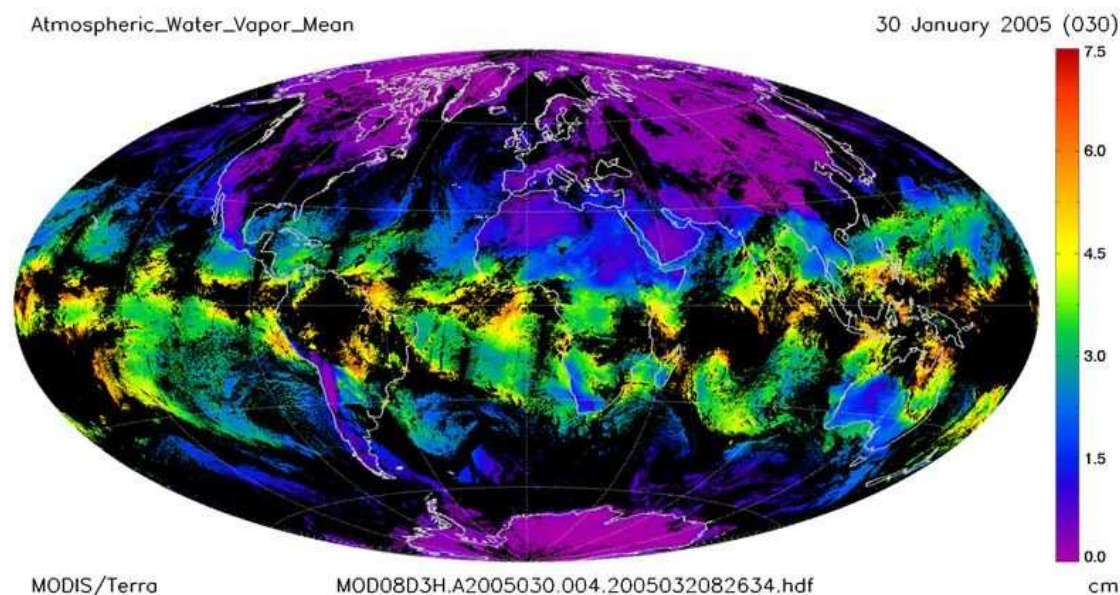
$$H_w = 0,4976 + 1,5265 \cdot \frac{T}{273,15} + \exp \left(13,6897 \cdot \frac{T}{273,15} - 14,9188 \cdot \left(\frac{T}{273,15} \right)^3 \right), \quad (49)$$

kde T je termodynamická teplota v K.

Propustnost vodních par v atmosféře lze vypočítat [40]:

$$\tau_w = 1 - \frac{2,4959 \text{ w m}}{(1 + 79,034 \text{ w m})^{0,6828} + 6,385 \text{ w m}}. \quad (50)$$

Rozložení vodní páry v zemské atmosféře silně závisí na místní teplotě vzduchu. Teplý tropický vzduch je schopen pojmout daleko více vodní páry, nežli vzduch v chladných polárních oblastech.



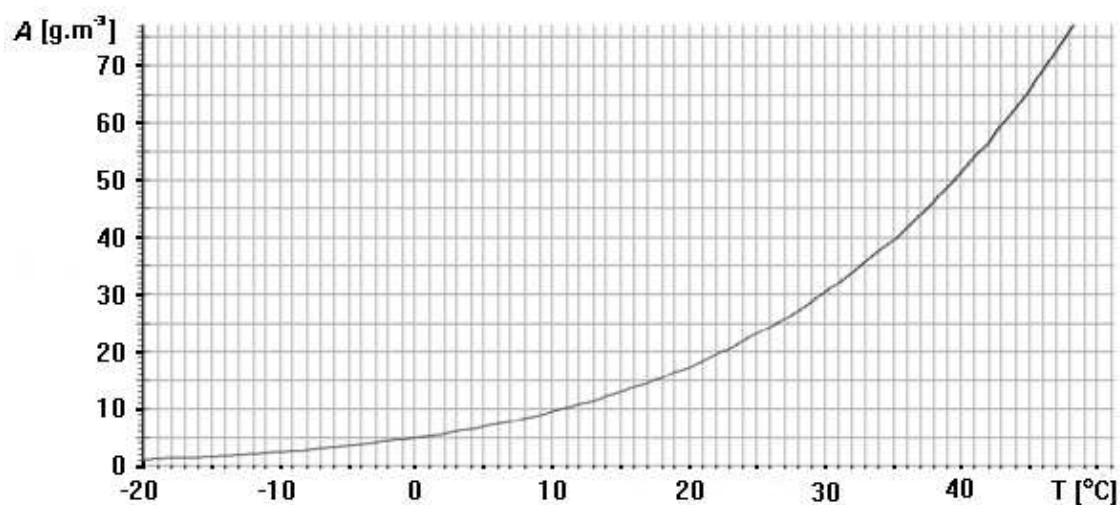
Obrázek 21: Průměrné hodnoty obsahu vodní páry v atmosféře v roce 2005, MODIS [41]

Z obrázku 22 můžeme zjistit, kolik vodní páry obsahuje nasycený vzduch při dané teplotě.

Relativní vzdušná vlhkost r_w nám říká, kolik procent vzduchu je nasyceno, a je definována jako

$$r_w = \frac{a}{A} \cdot 100 \%, \quad (51)$$

kde a je absolutní vzdušná vlhkost v gm^{-3} , a A je maximální absolutní vzdušná vlhkost v gm^{-3} (při nasyceném vzduchu).



Obrázek 22: Závislost maximální absolutní vzdušné vlhkosti A na teplotě – na základě [42]

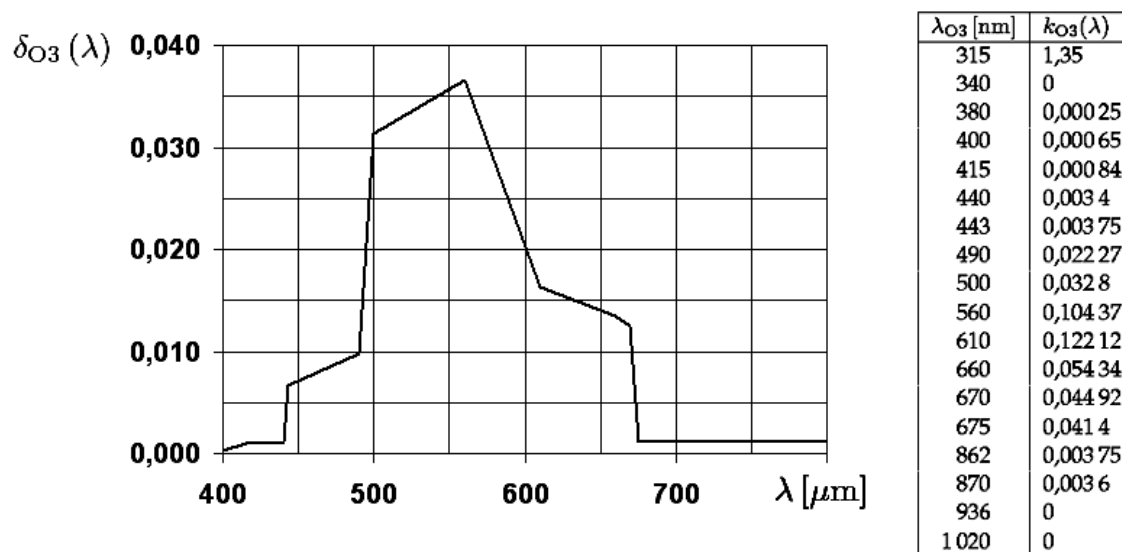
3.6 Ozónová optická tloušťka

Ozón je v zemské atmosféře stopovým plynem, 3/4 obsahu O_3 se nachází v ozonosféře ve výšce 15-30 km. Dobsonovy jednotky (DU) vyjadřují celkové množství ozónu ve vertikálním sloupci o základně 1 cm^2 . Hodnotě 100 DU odpovídá při normálním tlaku a teplotě vzduchu 298 K vrstva ozónu o tloušťce 1 mm. Roční chod v ČR: maximum na jaře, minimum na podzim.

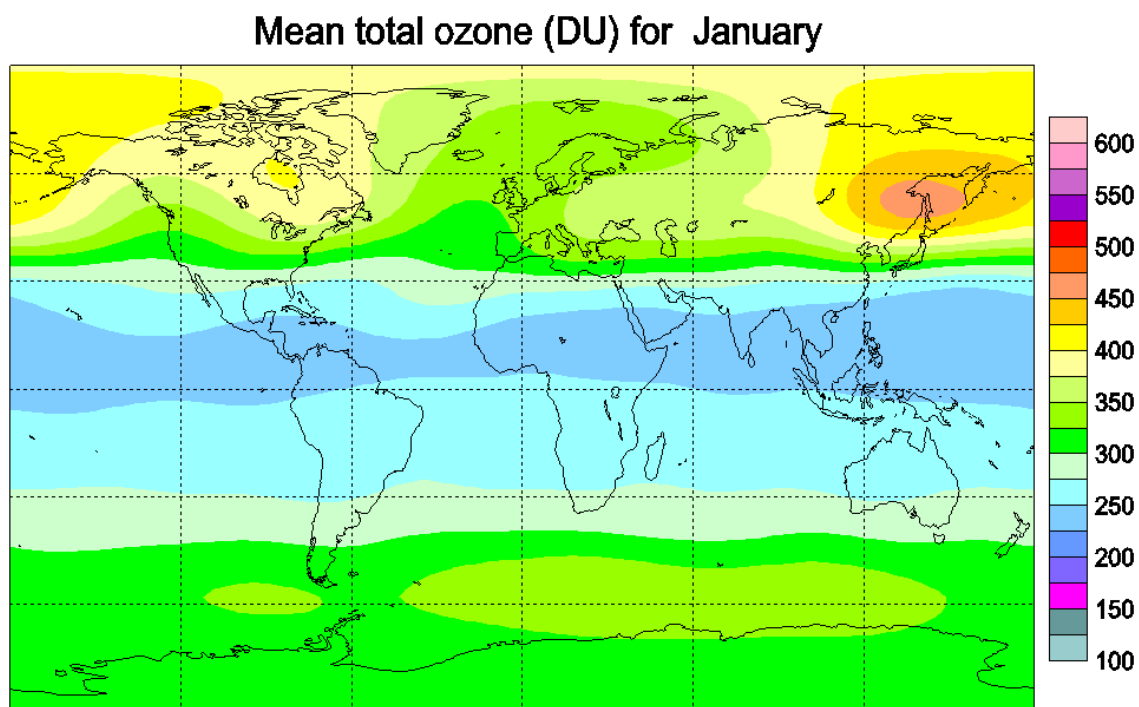
Ozónovou optickou tloušťku $\delta_{O_3}(\lambda)$ lze podle Nicoleta (1981) [43] určit z Dobsonovy jednotky:

$$\delta_{O_3}(\lambda) = k_{O_3}(\lambda) \cdot \frac{Dobson}{1000}, \quad (52)$$

kde hodnoty faktoru $k_{O_3}(\lambda)$ pro určité vlnové délky jsou v tabulce vedle následujícího grafu.



Obrázek 23: Graf závislosti ozónové optické tloušťky na vlnové délce světla [43]

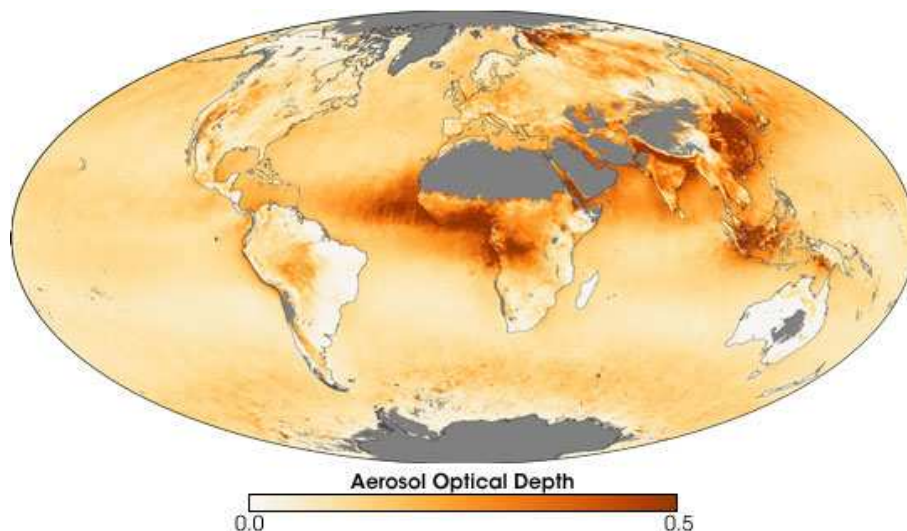


Obrázek 24: Průměrné množství celkového ozónu v zemské atmosféře pro měsíc leden – převzato z [44]

3.7 Aerosolová optická tloušťka

V atmosféře jsou dvě hlavní vrstvy obsahující aerosoly. První vrstva sahá od zemského povrchu až do výšky 3 km, a obsahuje prachové částice z přirozených zdrojů (vítr, prachové bouře), tak i ze zdrojů antropogenních. Druhá vrstva ležící ve výšce 15-20 km, tj. ve spodní části stratosféry, a je zásobena aerosoly z vulkanické činnosti. Celková absorpce všemi plyny v rozsahu vlnových délek $0,3 \mu\text{m} - 1,5 \mu\text{m}$ je menší než 2 %. Hlavní vliv na zeslabení přímého slunečního záření ve viditelném oboru $0,4 \mu\text{m} - 0,75 \mu\text{m}$ mají aerosoly, které světlo rozptylují i absorbují. U aerosolů byla pozorována absorpce 4,0 – 4,9 % a rozptyl 1,6 – 20,8 % přímého slunečního záření [36].

Měřícím zařízením MODIS (The Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) vybavila NASA družice Terra a Aqua. Zařízení MODIS dokáže měřením světla odraženého od zemského povrchu zjišťovat různé vlastnosti atmosféry, a měří také aerosolovou optickou tloušťku. Obrázek 25 nezachycuje průměrné aerosolové koncentrace v atmosféře dokonale, protože MODIS nedokáže zpracovat světlo z oblastí, které jsou příliš světlé. Jedná se hlavně o pouště a místa pokrytá sněhem a ledem, proto údaje o aerosolové optické tloušťce v těchto oblastech na obrázku chybí.

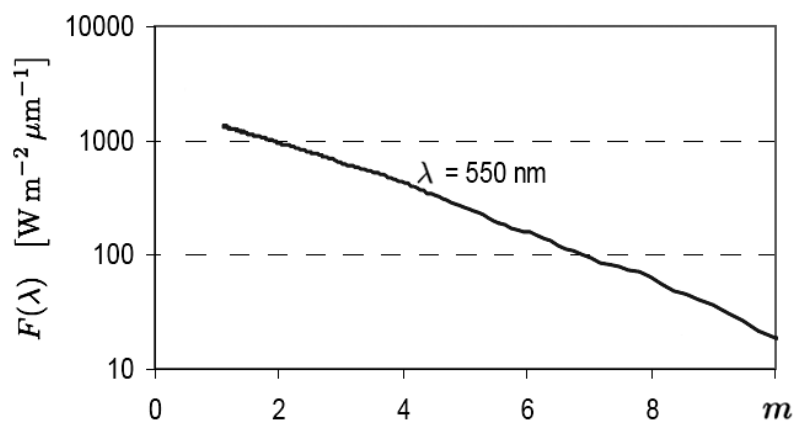


Obrázek 25: Průměrné hodnoty aerosolové optické tloušťky pro $\lambda = 550 \text{ nm}$ v roce 2006, MODIS [45]

Měřením intenzity přímého záření na vlnové délce 550 nm získáme informaci o aktuálním obsahu aerosolů v atmosféře. Sestrojíme-li graf spektrálního záření jako funkce atmosférické hmoty¹, zjistíme přibližně lineární závislost. Typický výsledek takového měření je na obrázku 26, jak jej uvádějí Ineichen a Perez [34]. Podle tohoto grafu lze usoudit,

¹Takový graf, ve kterém na osu x vynášíme atmosférickou hmotu m , a na osu y vynášíme nějakou veličinu (nejčastěji intenzitu záření), označujeme jako *Langleyův graf*. S jeho pomocí můžeme provádět i kalibraci

že množství aerosolů v atmosféře v odpoledních hodinách je za relativně konstantní. Podobný graf bychom získali měřením přímého záření na vlnové délce 880 nm, což zase potvrzuje relativně stabilní obsah vzdušné vodní páry v odpoledních hodinách.



Obrázek 26: Langleyův graf spektrální intenzity záření $F(\lambda)$ měřená v odpoledních hodinách pro vlnovou délku $\lambda = 550 \text{ nm}$ [34]

Aerosolová optická tloušťka δ_a (někdy značena AOD) vyjadřuje zeslabení slunečního záření absorpcí a rozptylem na aerosolech. Veličinu δ_a můžeme rozdělit na dvě části: aerosolovou optickou tloušťku pevných částic δ_{solid} a kapalných částic δ_{liquid} .

$$\delta_a = \delta_{\text{solid}} + \delta_{\text{liquid}} \quad (53)$$

Aerosolovou optickou tloušťku $\delta_a(\lambda)$ definoval Ångström (1929) jako [46]:

$$\delta_a(\lambda) = \beta \cdot \lambda^{-\alpha} \quad (54)$$

kde β je Ångströmov koeficient pro vlnovou délku λ v μm a α je Ångströmov exponent.

Hodnota exponentu α je dána velikostí aerosolů: $\alpha = 0$ pro velmi velké částice, kde účinnost rozptylu a absorpce nezávisí na vlnové délce, a $\alpha = 4$ pro velmi malé Rayleighovy částice (molekuly plynu) [47]. Hodnoty α se obvykle pohybují v rozsahu $0,5 - 2,5$, přičemž nejčastější hodnota je $1,3 \pm 0,5$. V některých případech lze Ångströmov exponent považovat za konstantu s hodnotou $\alpha = 1,3$. Hodnoty Ångströмова koeficientu β menší než $0,1$ odpovídají relativně čisté atmosféře, hodnoty větší než $0,2$ bývají spojeny s relativně zamlženou atmosférou.

měřících přístrojů. Lineární regresí hodnot v Langleyově grafu určíme elektrické napětí, jaké by dal fotocitlivý detektor nad atmosférou (kalibrační konstantu) [32].

K určení koeficientu je třeba změřit spektrální intenzitu přímého slunečního záření na dvou vlnových délkách (např. 380 nm a 500 nm) v oblasti slunečního spektra, kde je absorpce zanedbatelná [30]. mělo by se na exponent α nahlížet jako na funkci vlnové délky. Hodnotu α lze určit měřením aerosolové optické tloušťky δ_a dvou různých vlnových délkách za předpokladu, že budeme považovat koeficient β za nezávislý na vlnové délce (což je rozumný předpoklad).

Nejdříve určíme β z jedné vlnové délky

$$\beta = \frac{\delta_{a1}}{\lambda_1^{-\alpha}} \quad (55)$$

Dosadíme do rovnice (54) pro jinou vlnovou délku

$$\delta_{a2} = \frac{\delta_{a1}}{\lambda_1^{-\alpha}} \cdot \lambda_2^{-\alpha} \quad (56)$$

Rovnici upravíme a zlogaritmujeme

$$\ln \left(\frac{\delta_{a2}}{\delta_{a1}} \right) = -\alpha \ln \left(\frac{\lambda_2}{\lambda_1} \right) \quad (57)$$

Pro Ångströmův exponent tedy dostáváme vztah

$$\alpha = -\frac{\ln \left(\frac{\delta_{a2}}{\delta_{a1}} \right)}{\ln \left(\frac{\lambda_2}{\lambda_1} \right)} \quad (58)$$

Jakmile známe exponent α , můžeme vypočítat aerosolovou optickou tloušťku δ_{a3} pro libovolnou vlnovou délku λ_3 . K výpočtu můžeme použít již známé měření na první nebo druhé vlnové délce. Optickou tloušťku δ_{a3} odvodíme následovně:

$$\alpha \ln \left(\frac{\lambda_3}{\lambda_1} \right) = \ln \left(\frac{\delta_{a1}}{\delta_{a3}} \right) = \delta_{a1} - \delta_{a3} \quad (59)$$

$$\ln (\delta_{a3}) = \ln (\delta_{a1}) - \alpha \ln \left(\frac{\lambda_3}{\lambda_1} \right) \quad (60)$$

$$\delta_{a3} = \exp \left[\ln (\delta_{a1}) - \alpha \ln \left(\frac{\lambda_3}{\lambda_1} \right) \right] \quad (61)$$

Spektrální intenzitu záření lze měřit za pomoci barevných filtrů, které propouštějí pouze určitou vlnovou délku světla. Jako referenční hodnota aerosolové optické tloušťky se používá měření na vlnové délce 550 nm. Žádný levný detektor citlivý na 550 nm však není k dispozici, k měření bychom proto museli použít fotodiody a barevný filtr propouštějící pouze záření s touto vlnovou délkou. Odborníci z university Drexel v USA vyvinuli pro školy zapojené v mezinárodním projektu GLOBE poměrně jednoduché elektronické zařízení, kde jako detektory slouží dvě barevné LED diody citlivé na záření vlnových délek $\lambda_1 = 505$ nm a $\lambda_2 = 625$ nm. Pomocí rovnice (58) a (61) pak můžeme vypočítat aerosolovou optickou tloušťku na referenční vlnové délce $\lambda = 550$ nm [32].

3.8 Linkeho koeficient

Reálná atmosféra vždy obsahuje aerosoly (vodní pára a prachové částice) a permanentní plyny. Jejich účinek na zeslabení přímého záření lze shrnout do jediného koeficientu, tzv. Linkeho koeficientu znečištění atmosféry [7]. Linkeho koeficient zahrnuje absorpci i rozptyl světla na všech typech příměsí k Rayleighově atmosféře, a je definován jako počet Rayleighových atmosfér nutných k vyjádření aktuální optické tloušťky δ [35].

$$T_L = \frac{\delta}{\delta_R} = \frac{\delta_R + \delta_a + \delta_g}{\delta_R} \quad (62)$$

Jelikož modely bezoblačné oblohy často vykazují nežádoucí denní variace hodnoty Linkeho koeficientu, za standard se považuje jeho hodnota pro atmosférickou tloušťku $m = 2$. Normalizace Linkeho koeficientu lze provést výpočtem:

$$T_{L(2)} = \frac{T_L(m)\delta_R(m)}{\delta_{R(2)}}. \quad (63)$$

Je výhodné si celkovou optickou tloušťku atmosféry δ vyjádřit jako součin dvou koeficientů, z nichž jeden vyjadřuje vlastnosti čisté atmosféry (δ_R), a druhý vyjadřuje stupeň jejího znečištění (T_L). Beerův-Bouguerův-Lambertův zákon (31) pak lze přepsat ve tvaru

$$I = I_0 \cdot e^{-m\delta_R T_L}. \quad (64)$$

Linkeho koeficient si můžeme vyjádřit z rovnice (64):

$$T_L = \frac{1}{m \cdot \delta_R} \cdot \ln \frac{I_0}{I_{Pn}}. \quad (65)$$

Dosadíme-li za δ_R rovnici pro Rayleighův rozptyl (33) a po matematické úpravě dostaneme vztah, který lze také považovat za definici Linkeho koeficientu [2]:

$$T_L = \frac{\ln I_0 - \ln I_{Pn}}{\ln I_0 - \ln I_\zeta}, \quad (66)$$

- kde I_0 je intenzita slunečního záření nad atmosférou,
 I_{Pn} – intenzita záření na plochu kolmou ke slunečním paprskům při daném znečištění ovzduší,
 I_ζ – intenzita záření na plochu kolmou ke slunečním paprskům při dokonale čistém ovzduší.

3.8.1 Linkeho koeficient podle Heindela-Kocha (1976)

Způsob výpočtu Linkeho koeficientu podle Heindela a Kocha je v České republice dobře znám z knihy Solární tepelná technika od J. Cihelky [2]. Přední autoři zabývající se problematikou modelování bezoblačné oblohy většinou na základě teoretických předpokladů korigují hodnotu δ_R a m odděleně, zatímco Heindel a Koch shrnují vliv těchto veličin v rovnici (65) do jediného koeficientu ϵ :

$$T_{LH} = \epsilon \ln \frac{I_0}{I_{Pn}}. \quad (67)$$

kde

$$\epsilon = \frac{9,380\,76 \left[\sin h + (0,003 + \sin^2 h)^{0,5} \right]}{2,001\,5 (1 - H \cdot 10^{-4})} + 0,910\,18. \quad (68)$$

Metoda Heindela-Kocha obsahuje opravu o vliv nadmořské výšky H , ale pro měření slunečního záření pyrhelioemetrem z ní vychází Linkeho koeficient značně závislý na atmosférické hmotě.

3.8.2 Linkeho koeficient podle Ineichena a Pereze (2002)

Zásadní zlepšení výpočtu Linkeho koeficientu přináší vztah Ineichena a Pereze. Odvodili jej na základě výsledků mnoha měření přímého slunečního záření ze sedmi stanovišť, jenž se nacházejí v rozličných klimatických podmínkách a nadmořských výškách [34]. Jejich formule má tvar:

$$T_{LI} = \frac{11,1}{m} \cdot \ln \left(\frac{b \cdot I_0}{I_{Pn}} \right) + 1, \quad (69)$$

kde

$$b = 0,664 + \frac{0,163}{f_{h1}}, \quad (70)$$

$$f_{h1} = \exp \left(\frac{H}{8000} \right). \quad (71)$$

Linkeho koeficient podle Ineichena a Pereze lze přepsat do následujícího tvaru:

$$T_{LI} = \frac{11,1}{m} \cdot \ln \left[\left(0,664 + \frac{0,163}{\exp \left(\frac{H}{8000} \right)} \right) \cdot \frac{I_0}{I_{Pn}} \right] + 1 \quad (72)$$

3.9 Vztah Linkeho a Ångströмова koeficientu

Koeficienty T_L a β mají velmi odlišné fyzikální vlastnosti. Zatímco T_L vypovídá o zeslabení slunečního záření přes celé spektrum, β je funkcí vlnové délky světla. Silným motivem pro hledání vztahu mezi T_L a β je odstranění závislosti Linkeho faktoru na atmosférické hmotě, jelikož Ångströmov faktor tímto problémem netrpí. T_L a β bývají málokdy měřeny současně. Propojení těchto dvou koeficientů nějakou rovnicí představuje možnost porovnat databáze různých meteorologických měření slunečního záření a aerosolů [48].

V mírném klimatickém pásu lze s jistým zjednodušením považovat Linkeho koeficient za nezávislý na atmosférické hmotě m a vodní páře w . Pak jediným faktorem ovlivňujícím hodnotu T_L je obsah aerosolů v atmosféře reprezentovaný Ångströmovým koeficientem β . Jednoduchou formuli představil Katz (1982):

$$\beta = -0,103 + 0,052 T_L \quad (73)$$

Často používaný je empirický vztah, který vyvinul Dogniaux (1986) [38] na základě statistické analýzy naměřených hodnot Ångströмова koeficientu β . Použil data z meteorologických stanic kde bylo měřeno přímé sluneční záření pomocí pyrhelometru a barevných filtrů [39]. Linkeho faktor zde vystupuje jako funkce obsahu vodní páry, množství aerosolů (prostřednictvím Ångströмова koeficientu) a jako funkce optické atmosférické hmoty (prostřednictvím úhlové výšky Slunce).

Dogniauxova rovnice má tvar:

$$T_L = \left(\frac{85 + h}{39,5 e^{-w} + 47,4} + 0,1 \right) + (16 + 0,22 w)\beta, \quad (74)$$

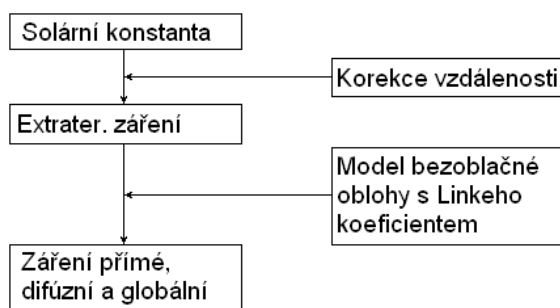
Dogniaux předpokládá tyto hodnoty [50]:

Polární oblasti a pouště	$w = 0,5 - 1$ cm
Pás mírného klimatu	$w = 2 - 4$ cm
Tropické oblasti	$w > 5$ cm
Venkov	$\beta = 0,05$
Města	$\beta = 0,10$
Průmyslová města	$\beta = 0,20$

Cucumo (1999) [38] porovnal Katzovu a Dogniauxovu metodu při určování Ångströмова koeficientu β . Z měření přímého slunečního záření ve dvou italských lokalitách určil s použitím δ_R podle Kastena (43) Linkeho koeficient, ze kterého pak vycházel při výpočtu β . Při použití tohoto postupu dávala přesnější výsledky jednoduchá metoda Katzova, nežli komplexnější metoda Dogniauxova.

3.10 Využití Linkeho koeficientu

Linkeho koeficient plní zásadní funkci v teoretických modelech bezoblačné oblohy, využívá se v atlasech slunečního záření (např. digitální atlas ESRA – European Solar Radiation Atlas) a k předpovídání efektivnosti solárních zařízení (např. applet PVGIS na webové adrese <http://re.jrc.cec.eu.int/pvgis/pv/>). V klimatologických modelech bývá Linkeho koeficient využíván jako vstupní parametr pro výpočty slunečního záření při bezoblačné obloze, a to jak přímého, difúzního tak i globálního záření. Linkeho koeficient počítá s rozptylem i absorpcí na atmosférických aerosolech i plynech, navíc platí pro celé spektrum slunečního záření, takže je jeho výpočet poměrně snadný. Původní Linkeho vztah trpí značnou závislostí na hodnotě m , což je nežádoucí. Z tohoto důvodu se mnoho autorů pokoušelo a stále pokouší nalézt formuli, která by byla univerzálnější a na m nezávislá. Za standard se pak považuje hodnota Linkeho koeficientu pro $m = 2$, pro kterou různé modely dávají podobné výsledky.



Obrázek 27: Postup předpovědi slunečního záření pro bezoblačnou oblohu

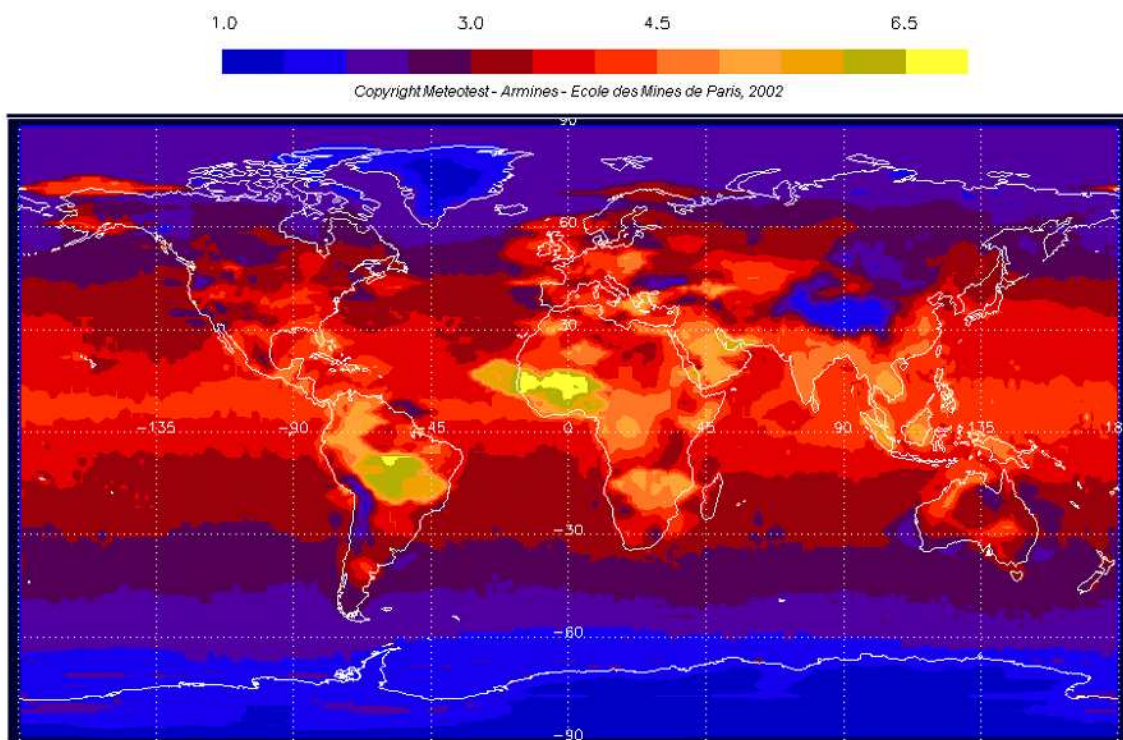
Hodnoty Linkeho koeficientu jsou obvykle $T_L = 2,0$ pro polohy nad 2000 m n. m., $T_L = 2,5$ pro místa 2000 m n. m., $T_L = 3,0$ pro venkov bez průmyslových exhalací, $T_L = 4,0$ pro města s průmyslovými exhalacemi a $T_L = 5 - 6$ v průmyslových městech [2].

Místo	Období	z. d.	z. š.	m n. m.	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Dakar	1996-2000	-16,96	14,38	0	4,4	10,0	10,8	7,5	10,0	10,0	10,0	10,0	6,6	6,6	4,5	3,8
Mauna Loa	1994-99	-155,57	19,53	3397	2,0	2,0	2,1	2,1	2,1	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0
Bratislava	1981-90	17,12	48,17	292	2,3	3,0	2,8	3,3	3,4	3,1	3,1	3,4	3,5	3,5	3,0	2,7
Churáňov	1984-90	13,62	49,07	1122	3,0	3,6	4,0	4,6	4,6	5,5	4,5	5,0	4,9	4,4	2,9	2,1
Ostrava	1984-90	18,25	49,80	242	3,8	-	4,9	4,6	4,8	5,1	4,9	4,9	5,4	-	4,2	-
Praha	1984-90	14,45	50,07	262	2,4	3,6	3,9	3,8	3,9	4,3	4,1	4,4	4,2	3,7	2,4	2,0
Helsinky	1981-90	24,97	60,37	11	3,0	2,0	2,4	2,7	2,7	2,9	3,0	3,3	3,3	2,9	2,8	-
Reykjavík	1981-90	21,9	64,13	52	-	2,0	2,0	2,0	2,1	2,4	2,2	2,3	2,2	2,1	-	-

Tabulka 5: Linkeho koeficient na vybraných místech severní polokoule [37]

V tabulce 5 jsou hodnoty Linkeho koeficientu na různých místech severní polokoule. Místa jsou seřazena podle zeměpisné šířky směrem od rovníku k severnímu pólu. Pro některé měsíce vycházely hodnoty T_L nepřiměřeně vysoké, proto nejsou v tabulce uvedeny.

deny. Extrémně vysoké hodnoty Linkeho koeficientu západní Africe (Dakar) dokládá i obr. 25 znázorňující hodnoty aerosolové optické tloušťky ve světě. Naopak v odlehle oblasti Havajských ostrovů (Mauna Loa) je vzduch výjimečně čistý. K vyšším hodnotám Linkeho koeficientu přispívá i vzdušná vlhkost (viz obr. 21).



Obrázek 28: Průměrné hodnoty Linkeho koeficientu $T_{L(2)}$, září 2002, [49]

4 Měření a pozorování

Sluneční záření je průchodem atmosférou velmi ovlivňováno, takže vlastnosti přímého a rozptýleného světla silně závisí na aktuálním znečištění ovzduší aerosoly. Jednoduchými experimenty, při kterých měříme sluneční záření pomocí solárního článku a multimetru, můžeme zjišťovat stav čistoty ovzduší. Pomocí luxmetru a barevných filtrů lze zase ověřit proměnu spektrálního složení slunečního světla během dne. Mnohé o stavu atmosféry se dozvíme také pozorováním soumrakových jevů.

Pro studium interakce slunečního záření a atmosféry je výhodou provádět experimenty za vhodných meteorologických podmínek. Nejlepší podmínky jsou takové, kdy je zcela jasno, tedy obloha je bez sebemenší oblačnosti. Sledovat předpověď počasí nestačí, protože aktuální situace v atmosféře se často dokáže změnit velmi rychle. Třeba obzor, kde očekáváme západ Slunce, se během několika minut zatáhne konvekční oblačností takže Slunce nemůžeme sledovat až k horizontu. Výsledky prezentované v této práci jsou na základě provedených měření a pozorování z léta 2006, na základě dat z projektu „Sledování vlivu znečištění“ (SN-VaV-320-13-03) z roku 2005, jenž byl finančně podpořen MŽP. K ověření modelů bezoblačné oblohy byla využita data z pyrhelio-metrických měření v rámci projektu SRRL (Solar Radiation Research Laboratory) dostupná online na Internetu.

4.1 Srovnání metod určování Linkeho koeficientu z přímého záření

Linkeho koeficient znečištění atmosféry je možné vypočítat z modelů přímého nebo globálního záření. Metody určování Linkeho koeficientu z přímého slunečního záření jsou vyvíjeny pro data získaná z pyrhelio-metrických měření. Pokud měřící stanice (zpravidla meteorologická stanice nebo solární observatoř) žádný pyrhelio-metr nevlastní, údaje o přímém záření lze pomocí nějakého modelu bezoblačné oblohy vypočítat z měření globálního a difúzního záření.

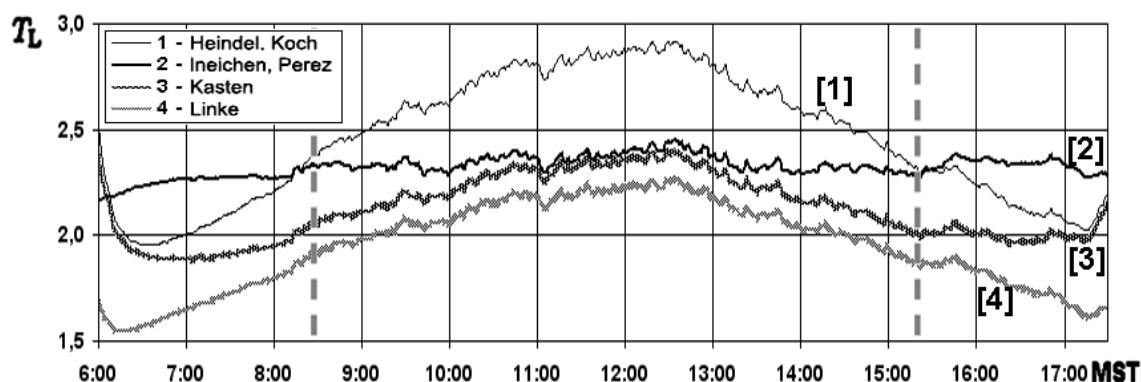
V následující části je srovnání čtyř modelů bezoblačné oblohy, jež byly podrobněji popsány v předchozím textu. Správný model by měl dávat v průběhu dne přibližně konstantní hodnotu Linkeho koeficientu znečištění atmosféry, jelikož bylo experimentálně ověřeno, že množství aerosolů a vodní páry v ovzduší se v odpoledních hodinách téměř nemění, jen v ranních hodinách může být obsah aerosolů poněkud nižší.

S pomocí pyrhelio-metrických měření byly ověřovány následující metody a vztahy:

1. Linke 1922 – vztahy (21), (38), (65)
2. Kasten 1996 – vztahy (21), (43), (65)
3. Heindel-Kocha 1976 – vztah (67)
4. Ineichen-Perez 2002 – vztahy (25), (72)

K porovnání těchto metod jsme použili data z pyrhelometru solární laboratoře BMS v USA (39,74° s. š., 105,18° z. d., 1829 m n. m.). Tato laboratoř poskytuje svá měření online na adrese http://www.nrel.gov/midc/srsl_bms/ v rámci projektu SRRL (Solar Radiation Research Laboratory). Vybrali jsme zcela bezoblačný den 26.9.2006.

Na obrázku 29 jsou výsledky výpočtu Linkeho koeficientu z přímého slunečního záření pomocí vybraných metod. Svislé přerušované čáry značí dobu, kdy byla atmosférická hmota $m = 2$.

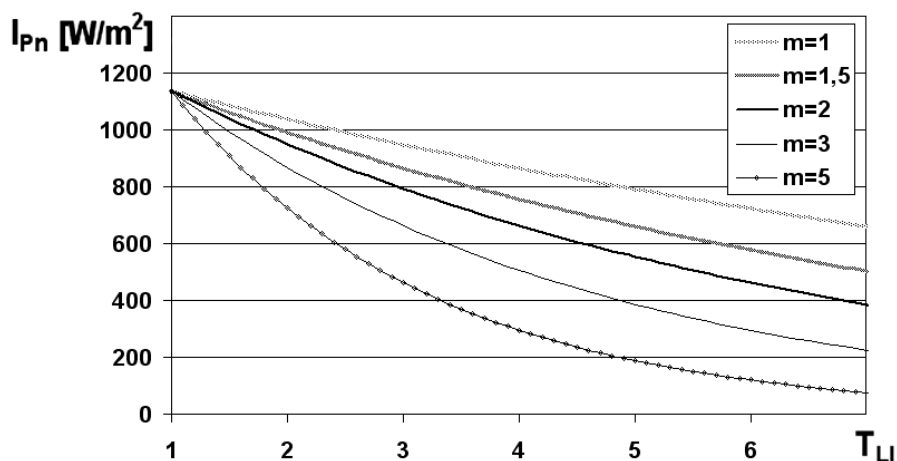


Obrázek 29: Srovnání čtyř metod určování Linkeho koeficientu

Linkeho ani Kastenova metoda v sobě přímo nezahrnuje opravu o nadmořskou výšku, proto dávají příliš nízké hodnoty Linkeho koeficientu. Pro zvolenou lokalitu s nadmořskou výškou 1829 m n. m. je tato korekce nutná, a může být provedena úpravou atmosférické hmoty. Další dvě metody mají již opravu o nadmořskou výšku v sobě zapracovanou, a pro $m = 2$ dávají velmi podobné výsledky. První tři metody (Linke, Kasten, Heindel-Koch) jsou všechny silně závislé na atmosférické hmotě, přičemž nejlepší výsledky z nich dává metoda Kastenova. Z obrázku 29 je zřejmé, že nová formule 72 představená Ineichenem a Perezem v r. 2002 dává hodnoty Linkeho koeficientu jen velmi málo ovlivněné atmosférickou hmotou. Při použití této metody určování Linkeho koeficientu z přímého záření nejsme tedy odkázáni jen na okamžiky, kdy je atmosférická hmota $m = 2$, ale s dostatečnou přesností lze použít pyrhelometrická měření z průběhu téměř celého dne, až na dobu, kdy je Slunce příliš nízko nad obzorem. Pro tento případ však Ineichen a Perez navrhuje korekci [34]. Pro zpracování dat z měření pyrhelometrem se podle uvedeného srovnání čtyř modelů jeví jako nejvhodnější metoda Ineichena a Pereze z roku 2002.

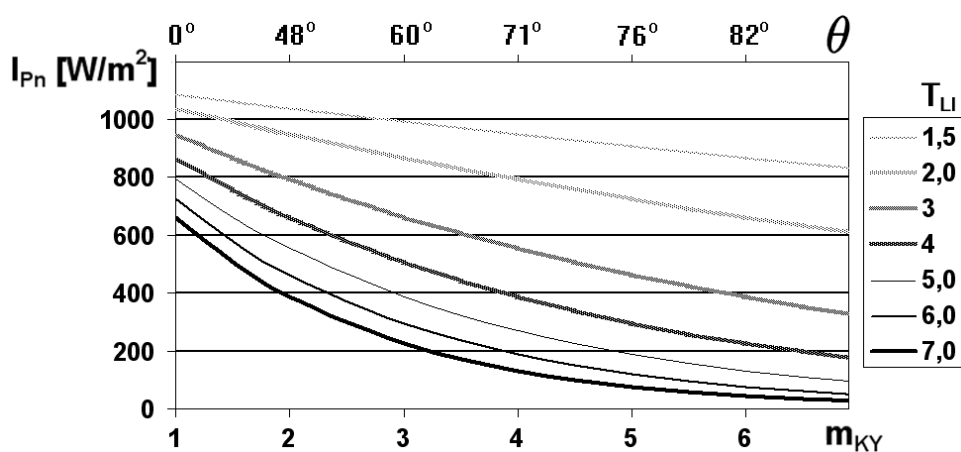
Následující dva grafy (obr. 30 a 31) byly vytvořeny na základě modelu Ineichena a Pereze pomocí vztahu (72). Při výpočtu byla za extraterestrické záření dosazena hodnota solární konstanty 1367 Wm^{-2} a nadmořská výška byla zvolena pro Brno $H = 250$ m n. m. Z obrázku 30 je zřejmé, že při ideálně čistém ovzduší by se Linkeho koefici-

ent rovnal jedné, a intenzita slunečního záření na zemském povrchu by měla maximální hodnotu. Pro atmosférickou hmotu $m = 2$ odpovídá každé zvýšení hodnoty Linkeho koeficientu T_{LI} o jedničku zeslabení intenzity přímého záření I_{Pn} o 130 Wm^{-2} .



Obrázek 30: Závislost intenzity přímého záření na Linkeho koeficientu – vytvořeno pomocí vztahu (72)

Hodnota Linkeho koeficientu je během dne velmi stabilní, ale vyvíjí se v průběhu roku, přičemž v České republice dosahuje nejmenších hodnot v prosinci a největších v červnu (viz tabulka 5). Známe-li aktuální hodnotu Linkeho koeficientu, můžeme z obrázku 31 odhadnout intenzitu přímého slunečního záření pro určitou úhlovou výšku Slunce (resp. pro atmosférickou hmotu).



Obrázek 31: Závislost intenzity přímého záření na atmosférické hmotě – vytvořeno pomocí vztahu (72)

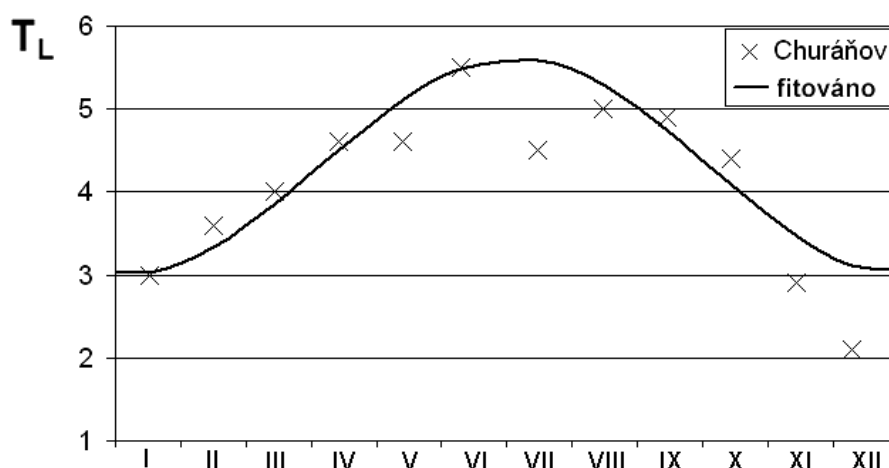
4.2 Fitování Linkeho koeficientu

Bourges (1992) [35] navrhl vztah pro fitování Linkeho koeficientu v klimatologických modelech:

$$T_L = T_0 + u \cos\left(\frac{2\pi}{365}N\right) + v \sin\left(\frac{2\pi}{365}N\right), \quad (75)$$

kde T_0 , u a v jsou speciální fitovací parametry N je daný den v roce.

Průměrné měsíční hodnoty Linkeho koeficientu získané z měření globálního záření na meteorologické stanici v Churáňově (viz tab. 5) jsme přiřadili dnům s typickou deklinací (viz tab. 2.1). Pomocí Bourgesova vztahu (75) jsme pro toto místo získali fitováním hodnoty parametrů $T_0 = 4,3$, $u = -1,3$ a $v = -0,1$.



Obrázek 32: Fitování Linkeho koeficientu pro meteorologickou stanici Churáňov

Hodnoty fitovacích koeficientů dosadíme do rovnice (75)

$$T_L = 4,3 - 1,3 \cos\left(\frac{2\pi}{365}N\right) - 0,1 \sin\left(\frac{2\pi}{365}N\right) \quad (76)$$

Známe-li vývoj hodnoty Linkeho koeficientu v průběhu roku pro určité místo (v našem případě Churáňov), můžeme předpovědět intenzitu přímého slunečního záření při bezoblačné obloze pomocí rovnice (64).

4.3 Měření Linkeho koeficientu fotovoltaickým panelem

Byla zkoumána možnost využití fotovoltaických panelů pro měření intenzity slunečního záření a možnost stanovení Linkeho koeficientu prostřednictvím některých známých modelů bezoblačné oblohy na základě těchto měření. Při použití solárních článků pro měřicí účely je nevýhodou jejich velká teplotní závislost a spektrální citlivost odlišná od citlivosti standardních přístrojů. Výhodou naopak může být velká detekční plocha, což umožňuje měření velice nízkých hodnot osvětlení. Dále je nutné uvážit, že se od standardních měřících přístrojů bude lišit i směrová charakteristika fotovoltaického detektoru. Budeme-li chtít měřit přímé sluneční záření, na panel bude dopadat i difúzní záření oblohy. Při naklápění panelu se bude snižovat příspěvek difúzního záření, ale záření odražené od zemského povrchu úbytek difúzního nevyrovná. Při měření globálního nebo difúzního záření zase nemůže plochý panel dosáhnout rovnoměrného pokrytí oblohy, jako je tomu u vystouplého detektoru pyranometru. Musíme počítat se strmým nárůstem odraznosti krycího skla pro větší úhly (cca nad 50°), jež svírá paprsek slunečního záření s normálou plochy panelu.

U fotovoltaického článku obvykle měříme napětí naprázdno U_{oc} a proud nakrátko I_{sc} . Maximální výkon, který by měl fotovoltaický panel při optimální zátěži, vypočítáme pomocí vztahu

$$P = U_{oc} \cdot I_{sc} \cdot FF, \quad (77)$$

kde FF je koeficient plnění (fill factor), pro monokrystalický křemík má obvykle hodnotu $FF = 0,75$.

Některé typy střídačů (které přednostně slouží k přeměně stejnosměrného napětí na střídavé) poskytují přímo informace o aktuálním výkonu fotovoltaického panelu. Při použití takového střídače není výpočet výkonu podle rovnice (77) nutný.

Intenzitu přímého slunečního záření I_{Pn} na plochu kolmou ke slunečním paprskům vypočítáme podle vztahu

$$I_{Pn} = \frac{P}{\eta \cdot S}, \quad (78)$$

kde η je účinnost fotovoltaického panelu (obvykle asi 0,125, resp. 12,5 %) a S je jeho plocha (včetně rámu) v m^2 .

Intenzitu přímého slunečního záření I_{Pn} získanou uvedeným způsobem můžeme dosadit do některého z modelů bezoblačné oblohy a vypočítat Linkeho koeficient kvantifikující aktuální stav ovzduší.

Teplotní závislost fotovoltaického článku

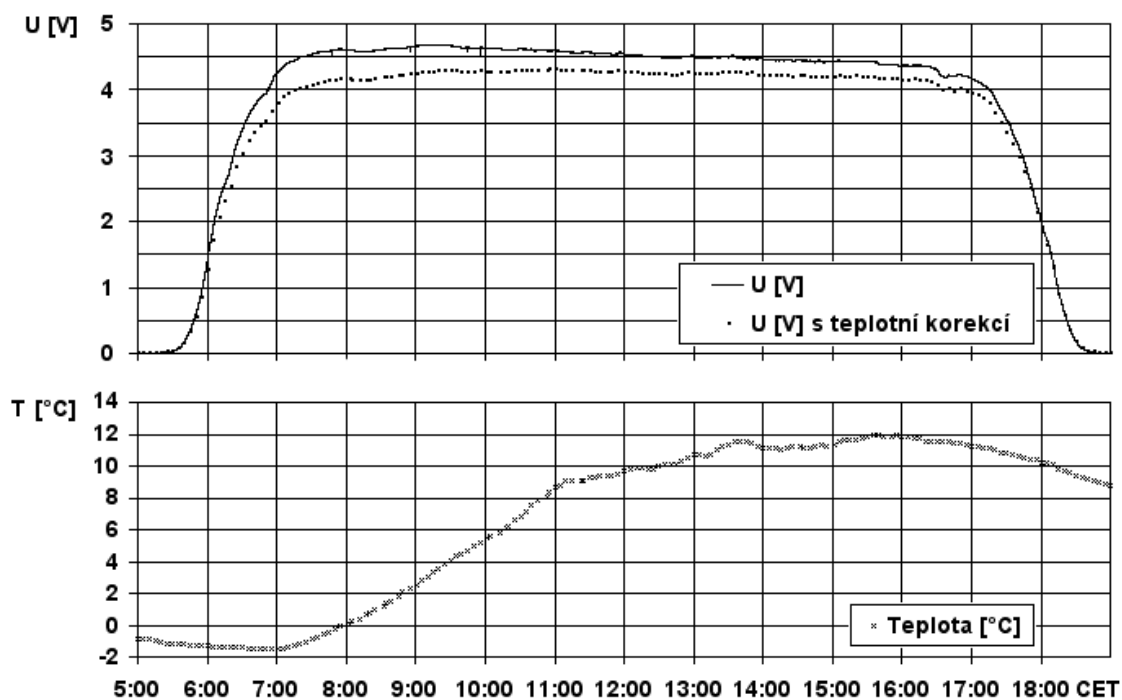
Výkon solárního článku z monokrystalického křemíku je poměrně hodně teplotně závislý [51]. Pokud se při jinak stejných podmínkách sníží teplota o $1\text{ }^{\circ}\text{C}$, typické je zvýšení výkonu článku o $0,4\%$. Fotovoltaické panely výrobci testují při standardních zkušebních podmínkách (STC - Standard Test Conditions) na simulátorech slunečního záření. Výkon panelu se měří při $1\,000\text{ Wm}^{-2}$, spektrálním složení světla odpovídající slunečnímu záření filtrovanému $1,5$ násobkem tloušťky atmosféry a při teplotě $25\text{ }^{\circ}\text{C}$. Změna účinnosti s teplotou $-0,4\%/1\text{ }^{\circ}\text{C}$ má za následek, že při teplotě $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ bude mít článek o celých 10% vyšší výkon, než by měl při standardní teplotě $25\text{ }^{\circ}\text{C}$. Při snižování teploty elektrický proud klesá, zatímco napětí roste ještě o něco rychleji nežli výkon.

Na střeše brněnské hvězdárny byl v červnu 2006 pokusně instalován fotovoltaický článek v horizontální poloze, a je na něm prováděno nepřetržité měření napětí naprázdno. Spolu s daty z místní automatické meteorologické stanice jsou měření k dispozici na Internetu <http://amper.ped.muni.cz/light/luminance/PV/PVmereni.htm>. Vybrali jsme bezoblačný den 11.3.2007, a s použitím informací o teplotě vzduchu jsme provedli teplotní korekci naměřeného napětí podle vztahu:

$$U = U_{25} [1 + \vartheta (T - 25)], \quad (79)$$

kde U je napětí naprázdno, U_{25} je napětí, jaké by dával článek při konstantní teplotě $25\text{ }^{\circ}\text{C}$, ϑ je korekční teplotní koeficient a T je teplota ve stupních $^{\circ}\text{C}$.

Fitováním jsme určili hodnotu koeficientu $\vartheta = -0,0045\text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$ (resp. $-0,45\%/1\text{ }^{\circ}\text{C}$). V horní části obrázku 33 jsou naměřené hodnoty napětí naprázdno U znázorněny plnou čarou, výsledek teplotní korekce (tj. napětí U_{25}) je znázorněno tečkovaně.

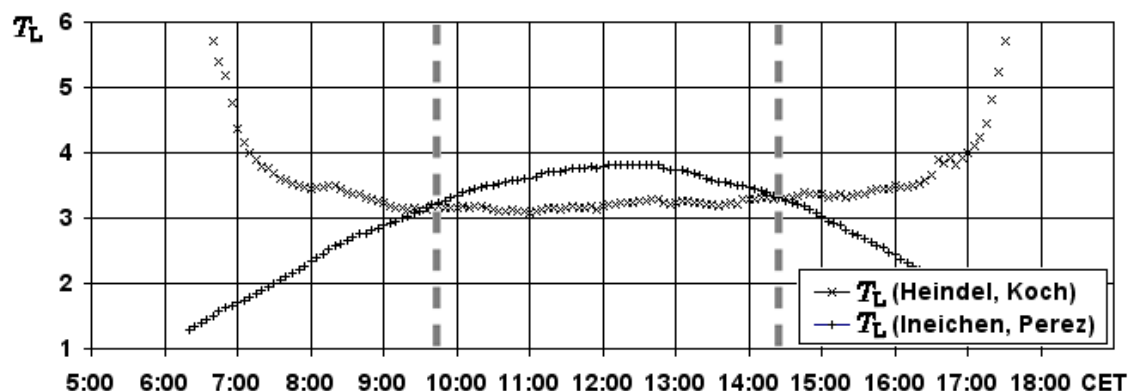


Obrázek 33: Teplotní korekce napětí fotovoltaického článku (nahore) a denní chod teploty vzduchu (dole), 11.3.2007, Brno – Kraví hora

Výpočet T_L pro panel v horizontální poloze

Výsledky měření intenzity slunečního záření fotovoltaickým panelem v horizontální poloze v Brně na Kraví Hoře dne 11.3.2007 byly použity pro srovnání modelů bezoblačné oblohy podle Ineichena–Pereze a Heindela–Kocha. Jelikož je sledováno pouze napětí naprázdno (nikoliv proud nakrátko), nelze přímo vypočítat výkon článku podle rovnice (77). Aby bylo možné aplikovat modely bezoblačné oblohy na naměřené hodnoty napětí, byl učiněn předpoklad, že napětí je přímo úměrné intenzitě záření. Takový předpoklad je korektní jen v omezeném rozsahu, a pro větší intenzity záření zcela selhává, protože od určité hodnoty intenzity záření se již napětí naprázdno dále nezvětšuje. Tento předpoklad byl však použit pro oba modely bezoblačné oblohy stejným způsobem, takže jejich srovnání je možné.

Výsledek použití modelů bezoblačné oblohy podle Ineichena–Pereze a Heindela–Kocha pro výpočet Linkeho koeficientu z měření intenzity slunečního záření na základě hodnot napětí naprázdno fotovoltaického článku v horizontální poloze je na obrázku 34. Křivky zachycující vývoj hodnot Linkeho koeficientu během dne byly fitovány tak, aby se potkaly pro optickou atmosférickou hmotu $m = 2$.



Obrázek 34: Hodnoty Linkeho koeficientu získané metodou Heindela-Kocha a Ineichena-Pereze z měření napětí naprázdno fotovoltaického článku v horizontální poloze, Brno – Kraví Hora dne 11.3.2007

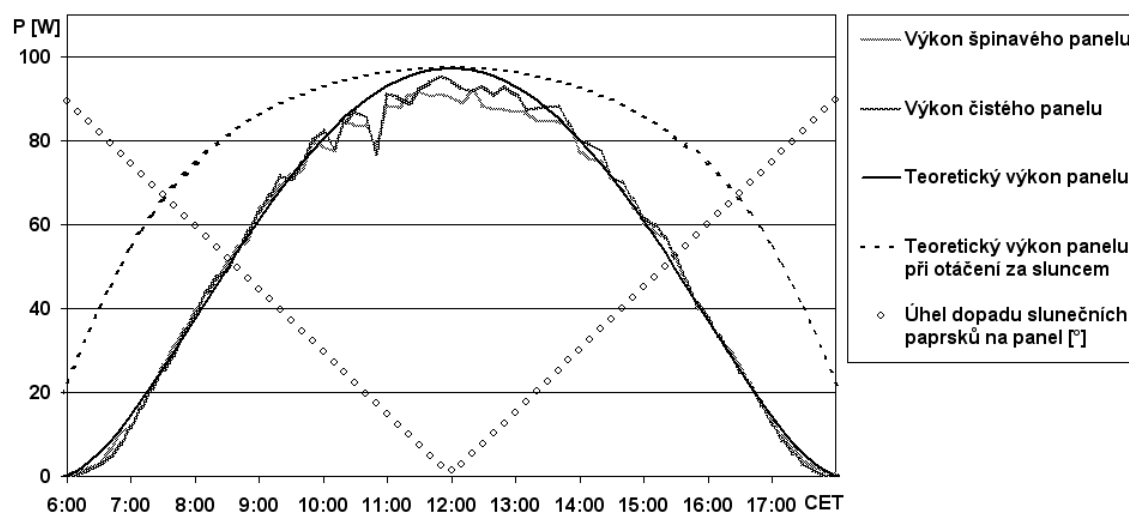
Zatímco k výpočtu Linkeho koeficientu z pyrhelimetrických dat se ukázala být nejlepší metoda Ineichena-Pereze, pro data z fotovoltaického článku se jeví jako nejméně vhodná, jak je vidět z obrázku 34. Naopak metoda Heindela-Kocha, která pro měření intenzity přímého záření pyrhelimetrem vykazovala velkou závislost T_L na atmosférické hmotě, dává pro horizontálně položený fotovoltaický panel lepší výsledky.

Prudký nárůst hodnot T_L podle Heindela-Kocha v ranních a večerních hodinách je způsoben zvýšenou odrazností krycího skla pro přímé sluneční záření. Jako nejvhodnější se jeví použít hodnoty Linkeho koeficientu pro $m = 2$, kdy je úhlová výška Slunce $h = 30^\circ$. V tom případě jsou ztráty způsobené odrazností relativně malé, a nedochází ještě k přehřívání a saturaci polovodičového materiálu solárního článku.

Výpočet T_L pro sklon panelu 45°

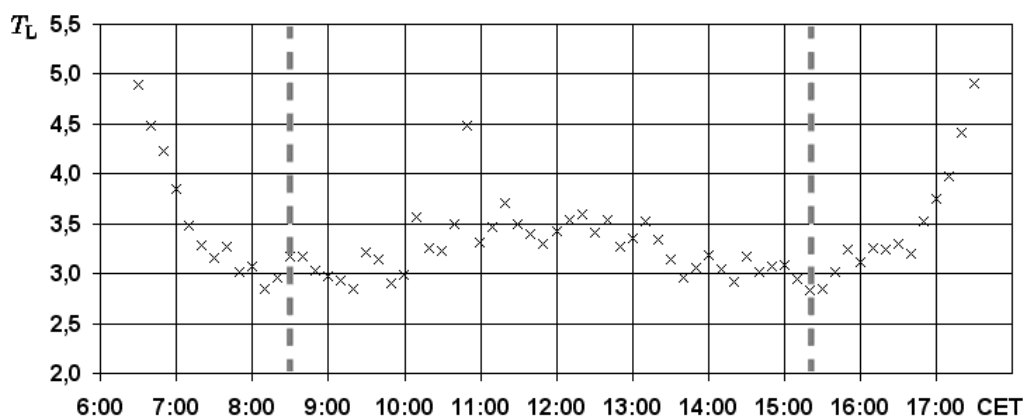
Následující měření se zakládá na výzkumném projektu „Sledování vlivu znečištění“ (SN-VaV-320-13-03), jenž byl finančně podpořen MŽP. Byl sledován vliv úhlu dopadu slunečních paprsků na plochu panelu čištěného a bez čištění. Fotovoltaické panely $100 W_p$ byly připojeny k rozvodné síti prostřednictvím střídače, který také poskytoval informace o aktuální výkonu panelů. Data z těchto měření jsme použili k ověření výpočtu Linkeho koeficientu metodou Heindela-Kocha pro panely se sklonem 45° [56].

Slunce se za hodinu posune po obloze o 15° (platí pro jakékoli místo na Zemi). Pro panel instalovaný v Brně (49,2 s.š., 16,6 v.d) který je orientován na jih pod úhlem 45° , platí, že se ocitá v pozici kolmo ke Slunci pouze v poledne 4. dubna a 8. září. Proto je v těchto dnech časová závislost úhlu dopadu slunečních paprsků na panel lineární (viz obr. 35). Jelikož dne 4.4.2005 bylo také zcela bezoblačné počasí, zvolili jsme k výpočtům právě tento den.



Obrázek 35: Brno 4.4.2005

Z hodnot výkonu fotovoltaického panelu byla vypočítána intenzita záření, a tu jsme dosadili do modelu bezoblačné oblohy Heindela–Kocha. Hodnoty Linkeho koeficientu získaného touto metodou jsou znázorněny na obrázku 36. Nárůst hodnot vypočítaného koeficientu znečištění v ranních a odpoledních hodinách byl zřejmě způsoben větší odrazností krycího skla pro větší úhly dopadu paprsků přímého záření, a nárůst v době kolem poledne je důsledkem snížení účinnosti panelu vlivem silného zahřátí. Svislé přerušované čáry znázorňují dobu, kdy atmosférická hmota $m = 2$.

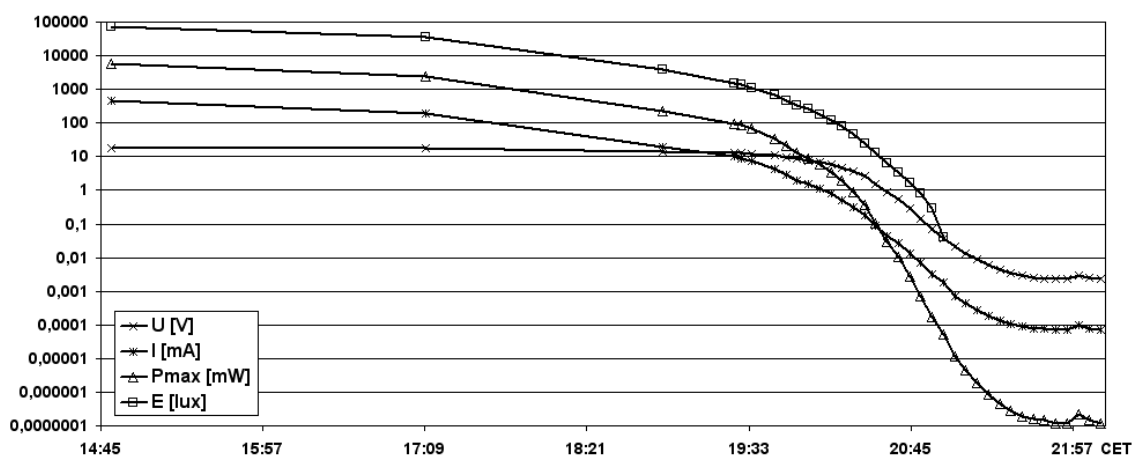


Obrázek 36: Brno 4.4.2005

Výpočet Linkeho koeficientu z měření fotovoltaickým panelem se sklonem 45° a jižní orientací je možný, přičemž měření je nejméně ovlivněno odrazností a přehřátím fotovoltaického panelu pro atmosférickou hmotu $m = 2$.

4.4 Měření soumraku

Bylo provedeno měření slunečního záření při letním slunovratu dne 21.6.2006 v Brně na Kraví hoře (16,6° východní délky, 49,2° severní šířky, 305 m n. m.). Měřili jsme intenzitu osvětlení luxmetrem, napětí naprázdno a proud nakrátko fotovoltaického panelu s plochou 0,1 m² v horizontální poloze. Cílem měření bylo změřit časový vývoj přirozeného osvětlení při západu Slunce za takových krajních podmínek, jaké přináší letní slunovrat, a také porovnat možnosti měření osvětlení luxmetrem s možnostmi měření fotovoltaickým panelem. Podobné měření jsme plánovali zopakovat při zimním slunovratu 22.12.2006, ovšem v tomto dni a jemu blízké době bylo nad Brnem téměř trvale zataženo, takže nešlo měření provést. Bylo by zajímavé porovnat rychlost stmívání v těchto výjimečných dnech v roce.

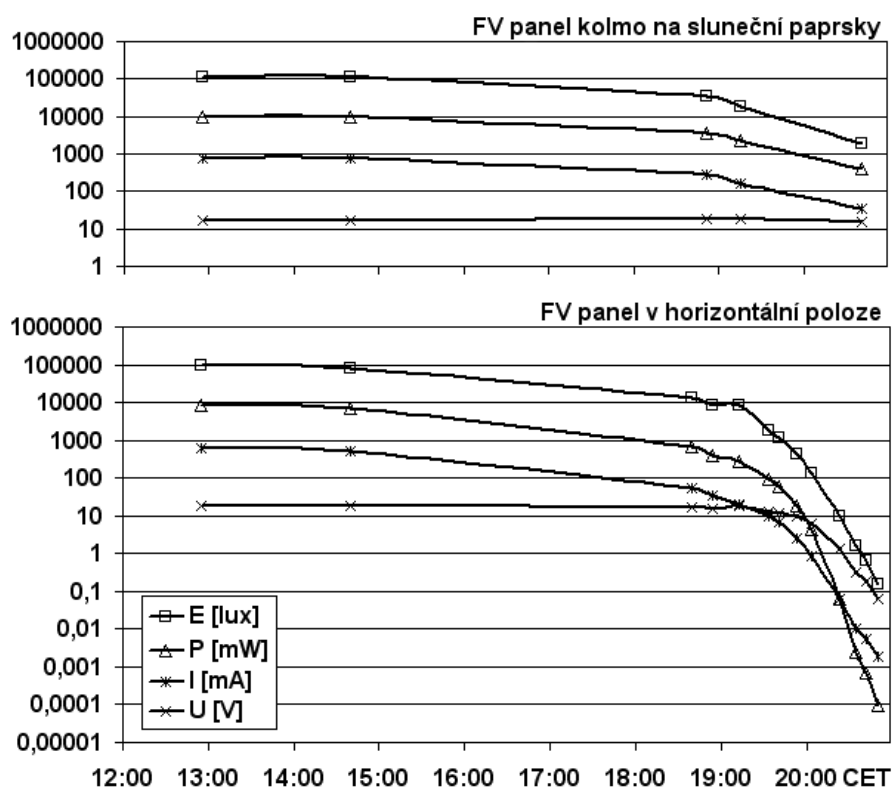


Obrázek 37: Měření soumraku o letním slunovratu 21.6.2006, Brno - Kraví hora

Výsledek měření je zobrazen na obrázku 37. Z elektrického napětí naprázdno a proudu nakrátko byl vypočítán také výkon fotovoltaického panelu. Z obrázku je zřejmé že fotovoltaický panel s plochou 0,1 m² umožňuje měření slunečního záření mnohem menších intenzit než luxmetr s malou detekční plochou. Vliv má také odlišná spektrální citlivost obou zařízení. Asi v 22:00 CET dosáhl výkon panelu minima a dále již neklesal. Příčinou byl jednak rozptýl slunečního záření, které o letním slunovratu neklesá hluboko pod obzor, a jednak světelné znečištění. V době krátce po 22:00 CET byl pozorován přechod nízké oblačnosti nad měřícím stanovištěm, která způsobila znatelné zvýšení intenzity osvětlení. Tato událost je patrná i z výsledku měření (viz obr. 37).

4.5 Měření přímého a globálního záření FV panelem

V této kapitole jsou prezentovány výsledky měření slunečního záření fotovoltaickým panelem dne 17.7.2006 ve Šlapanicích u Brna. Byly měřeny elektrické veličiny na výstupu panelu v horizontální poloze a pro plochu panelu kolmou k slunečním paprskům. Z napětí naprázdno a proudu nakrátko byl vypočítán výkon fotovoltaického panelu. Měřena byla i intenzita osvětlení luxmetrem. Obrázek 38 umožňuje srovnání těchto veličin měřených jediným zařízením a za totožných atmosférických podmínek.



Obrázek 38: Srovnání přímého a globálního záření 17.7.2006, Brno - Šlapanice

4.6 Stín Země

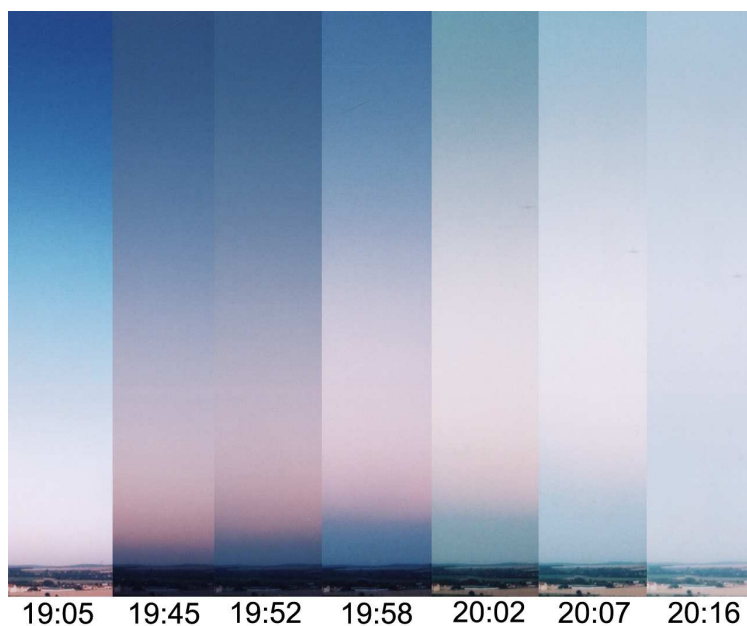
Jakmile Slunce klesne pod obzor, na opačné straně se začne na atmosféru promítat zemský stín. Stín nejprve roste stejnou rychlostí, jako Slunce pokračuje v sestupu pod horizontem. Potom se vzrůstání stínu zrychlí dvakrát až třikrát ve srovnání s pohybem Slunce. Tento jev zkoumal a teoreticky vysvětlil ruský fyzik Fesnekov [52]. Pozorování zemského stínu při soumraku nám umožňuje udělat si představu o čistotě ovzduší. Všimáme si, do jaké výšky stín vystoupí, resp. za jak dlouhou dobu přestane být zřetelný. Čím je atmosféra čistší, čím méně je v ní rozptýleno prachových částic, tím déle stín vydrží. Ještě před tím, než se Slunce začne nořit pod horizont, bývá vidět zákal atmosféry. Zákal je někdy velmi výrazný, a neměl by být se zemským stínem zaměňován.



Obrázek 39: Situace těsně poté, kdy Slunce zapadlo pod horizont – 19:49 CET, 17.7.2006, Brno – Šlapanice

Pozorování zemského stínu je do značné míry subjektivní záležitostí, protože každý vidíme a vnímáme trochu jinak. Je možné tento jev fotografovat, ale velmi záleží na použité technice. Běžně používané barevné kinofilmy nejsou pro takové podmínky vyladěny, a nedávají proto věrné barvy. Zákal atmosféry i zemský stín lze zvýraznit použitím žlutého filtru, a to jak u barevného, tak u černobílého filmu. Barevný film se mi lépe osvědčil, protože informace o barvě hodně pomáhá při určení hranice stínu. Polarizačním filtrem žádného zvýraznění nelze dosáhnout, jelikož fotografujeme přesně opačnou stranu oblohy, než kde se nachází Slunce, a rozptýlené světlo je zde zcela bez polarizace. Zjistil jsem, že pokud skloním hlavu o 90° (položím na rameno), dokážu mnohem lépe rozlišit hranici zemského stínu i dalších předělů barevných odstínů, které jsou rovnoběžné s linií horizontu. Nejspíš je to dáno tím, jak funguje lidské vidění.

Obrázek 40 je složeninou sedmi totožných záběrů fotografovaných v různých časových okamžicích. Snímky vznikly fotografováním na barevný kinofilm, fotografie vyvolány bez barevných korekcí a naskenovány. Záběry byly složeny v grafickém editoru, ale ani zde nedošlo k barevným úpravám. Barvy nejsou zcela věrné z toho důvodu, že kinofilmy jsou většinou vyladěny pro spektrální složení slunečního záření v dopoledních a odpoledních hodinách. Posun hranice zemského stínu promítnutého na atmosféru po západu Slunce je na výsledném snímku zcela zřetelný.



Obrázek 40: Časový vývoj zemského stínu dne 17.7.2006, Brno – Šlapanice

Obrázek 51 v příloze ukazuje zemský stín při ranním a večerním červencovém soumraku v Brně. Panoramatickou fotografii automaticky vytvořila kamera instalovaná na vrcholu kopule brněnské hvězdárny. Aktuální snímky jsou k dispozici online na internetové adrese www.hvezdarna.cz.

4.7 Měření změn barevného složení slunečního světla během dne

K výpočtům potřebujeme znát polohu měřícího stanoviště, tj. zeměpisnou šířku, délku a nadmořskou výšku H . Pokud nemáme k dispozici GPS, máme možnost zeměpisné souřadnice zjistit na internetové stránce <http://www.mapy.cz>. Abychom nemuseli provádět složité astronomické výpočty, použijeme applet pro výpočet polohy Slunce na obloze ze stránek <http://aa.usno.navy.mil>. Získáme zde údaje o úhlové výšce Slunce h pro zadaný den, které jsou nutné k výpočtu atmosférické hmoty m .

Při měření změn spektra přímého dopadajícího slunečního záření je potřeba zajistit měření v ploše kolmé ke slunečním paprskům. K zjištění kolmosti plochy k slunečním paprskům lze použít jednoduchý „stínoměr“, což je dřevěná deska, k níž je kolmo připevněn dřevěný špalík (viz obrázek 41). K této desce pak připevníme čidlo luxmetru, fotovoltaický článok nebo jiný fotocitlivý detektor [57]. Při takovém natočení, kdy špalík nevrhá na desku stín, je plocha detektoru nasměrována kolmo ke slunečním paprskům.

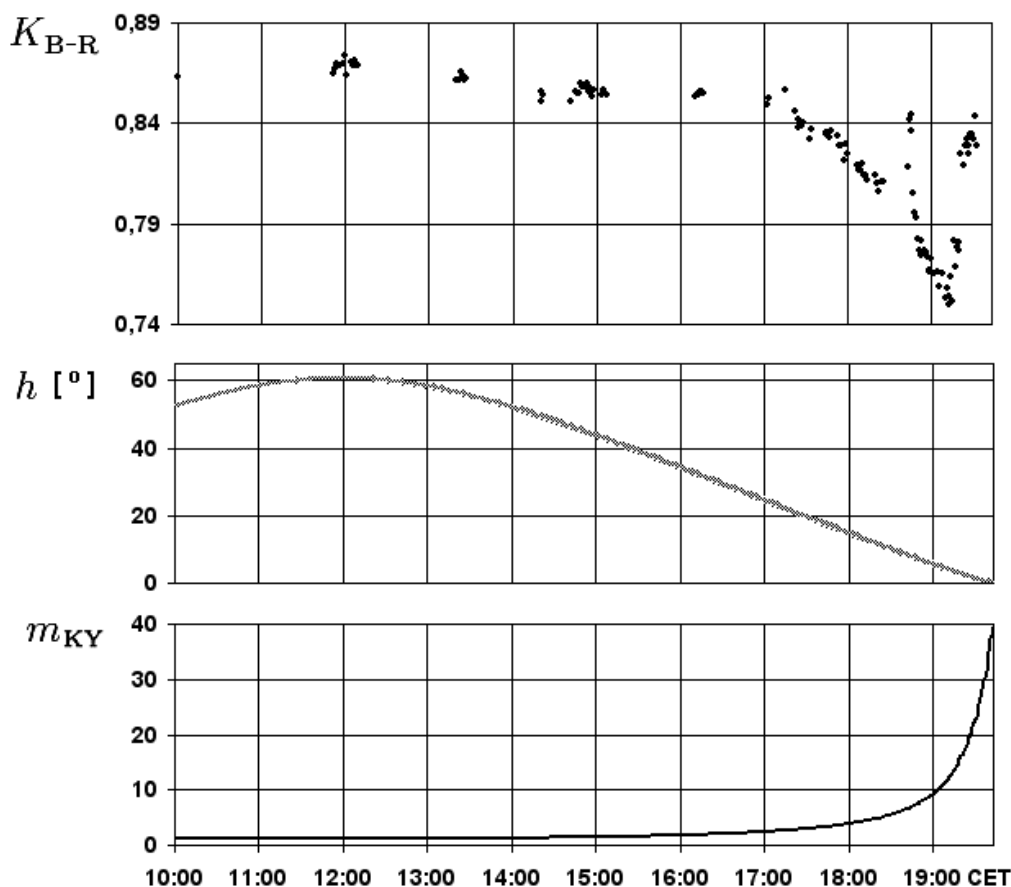


Obrázek 41: Měřící souprava: luxmetr, stínoměr, barevné fotografické filtry

K zjištění proměny spektrálního složení světla během dne se ukázalo jako dostačující použití pouze běžných fotografických filtrů – červeného a modrého. Digitálním luxmetrem byla měřena intenzita osvětlení jak přímo, tak přes barevné fotografické filtry. Na čidlo luxmetru dopadalo sluneční záření přímé, ale i difúzní záření oblohy. V průběhu dne bylo provedeno vždy několik sad měření, při soumraku pak bylo třeba měřit častěji a velmi rychle, jelikož spektrální složení i intenzita osvětlení se prudce měnily. Pro znázornění změn spektra je výhodou zavést relativní poměr K_{B-R} rozdílu intenzity osvětlení (při použití modrého filtru) a E_R (při použití červeného filtru).

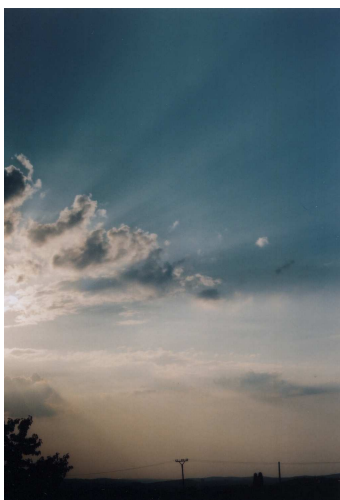
$$K_{B-R} = \frac{E_B - E_R}{E_B} \quad (80)$$

Výsledky měření jsou znázorněny třemi časově korespondujícími grafy na obr. 42. Na vodorovné ose je vyneseno středoevropský čas. Poslední měření zaznamenané v horním grafu bylo provedeno v 19:32 CET.



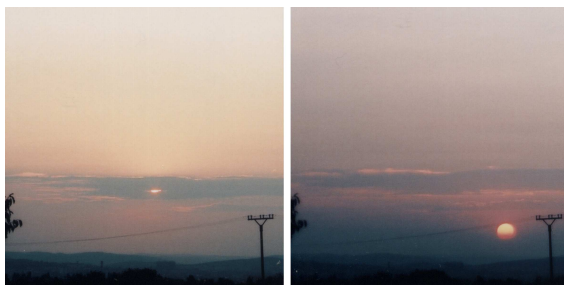
Obrázek 42: Měření poměru modré a červené složky ve spektru slunečního záření dne 24.7.2006 ve Šlapanicích u Brna (nahore), úhlová výška Slunce (uprostřed) a atmosférická hmota pro stejný den (dole)

V době provádění tohoto měření byla značná oblačnost, zvláště pak v odpoledních hodinách, jak dokládá obrázek 43.



Obrázek 43: Obloha na straně západu Slunce v 18:18 CET

Krátce před západem Slunce se sluneční kotouč schoval za mrak (viz obr. 44, kolem 19:25), což se projevilo na spektrálním složení světla, jak je vidět na grafu 42. Potom se sluneční kotouč ještě na chvíli ukázal, aby předčasně zapadl za oblačnost nad horizontem. Teoreticky mělo v místě měření zapadnout Slunce v 19:44 CET, ale ve skutečnosti zmizel sluneční kotouč za oblačností asi o 10 minut dříve.



Obrázek 44: Situace před západem Slunce v 19:22 CET (vlevo) a 19:34 CET (vpravo)

Vliv oblačnosti se sice na výsledcích měření večer projevil, přesto posuv od převládající modré složky v době kolem poledne k červené složce v době před západem Slunce je z výsledného grafu zcela zřejmý.

Měření relativního poměru intenzity osvětlení při použití modrého a při použití červeného filtru ukazuje, že se v průběhu dne mění barevné rozložení spektra slunečního světla tak, že se k večeru podíl červené složky zvyšuje. Toto jednoduché měření mohou provádět i žáci základních a středních škol.

5 Závěr

Tato práce představuje metody a postupy pro monitorování čistoty ovzduší pomocí měření intenzity slunečního záření. K číselnému vyjádření zeslabujícího vlivu, který má atmosféra na sluneční záření, je používán Linkeho koeficient T_L . Tento koeficient zahrnuje rozptyl a absorpci na aerosolech a vodní páře, v České republice nabývá hodnoty v rozmezí 3 až 5, přičemž největší hodnoty dosahuje v létě a nejmenší v zimě. Důvodem je zřejmě zvýšený obsah vodních par v teplejším vzduchu a prach zvržený v letním období konvekci. Vliv oblačnosti na sluneční záření je v této práci zmíněn jen okrajově, studována je především bezoblačná obloha. Zabývali jsme se jen takovými modely bezoblačné oblohy, které vycházejí z měření intenzity přímého slunečního záření.

Byly ověřeny modely bezoblačné oblohy těchto autorů: Linke (1922), Kasten (1996), Heindel-Koch (1976) a Ineichen-Perez (2002). Pro zpracování dat z pyrhelio-metrických měření se ze čtyř modelů bezoblačné oblohy jeví jako nejvhodnější metoda Ineichena a Pereze z roku 2002. Pro měření fotovoltaickým článkem v horizontální poloze je tato metoda nevhodná protože Linkeho koeficient z ní vychází velmi závislý na optické atmosférické hmotě m . Naopak zbylé tři metody dávají při měření fotovoltaickým článkem lepší výsledky, zvláště vhodná je pak metoda Heindela-Kocha. K výpočtu Linkeho koeficientu doporučujeme použít pouze měření při atmosférické hmotě $m = 2$ (úhlová výška Slunce $h = 30^\circ$). Pro monokrystalický křemík je nutné provést teplotní korekci.

Linkeho koeficient se obvykle zjišťuje pomocí měření přímého slunečního záření pyrhelio-metrem nebo globálního záření pyranometrem. Pokud v blízkosti jednoho z těchto přístrojů umístíme testovací FV panel, budeme mít možnost srovnání našich výsledků se standardně určenými hodnotami Linkeho koeficientu. Důležité je měření teploty článku (nebo alespoň teploty vzduchu v jeho blízkosti), abychom mohli provést teplotní korekci pro monokrystalický křemík. Algoritmus teplotní korekce vyžaduje důkladnější studium. Metodu určování Linkeho koeficientu na základě měření napětí fotovoltaického článku je v budoucnu třeba ověřit dlouhodobým měřením (minimálně 1 rok) a rozšířit výzkum na více lokalit.

Dále se nabízí možnost z Linkeho koeficientu T_L separovat aerosolovou optickou tloušťku δ_a a optickou tloušťku vodní páry δ_w na základě vztahů uvedených v příslušných kapitolách. K tomuto účelu je třeba rozšířit měření o vzdušnou vlhkost a intenzitu přímého slunečního záření na určitých vlnových délkách.

V poslední kapitole je navrženo jednoduché měření proměny spektrálního složení slunečního záření během dne, které mohou provádět i žáci základních a středních škol.

6 Literatura

- [1] ŠŮRI, Marcel, HOFIERKA, Jaroslav. *A New GIS-based Solar Radiation Model and Its Application to Photovoltaic Assessments*. [s.l.] : Blackwell Publishing Ltd., 2004. 16 s. Dostupný z WWW: <<http://www.blackwell-synergy.com/links/doi/10.1111/j.1467-9671.2004.00174.x/enhancedabs/?cookieSet=1>>.
- [2] CIHELKA, Jaromír. *Solární tepelná technika*. 1. vyd. Praha : T. Malina, 1994. 208 s. ISBN 80-900759-5-9.
- [3] DUFFIE, John A., BECKMAN, William A. *Solar Engineering of Thermal Processes*, 3rd Edition. WILEY. [s.l.] : [s.n.], 2006. 928 s. Dostupný z WWW: <http://eu.wiley.com/WileyCDA/WileyTitle/productCd-0471698679_descCd-tableOfContents.html>. ISBN 978-0-471-69867-8.
- [4] NASA *Surface meteorology and Solar Energy: Methodology*. [s.l.] : [s.n.], 2006. 50 s. Dostupný z WWW: <http://eosweb.larc.nasa.gov/sse/documents/SSE_Methodology.pdf>.
- [5] Server ALDEBARAN : *Souřadnice a časomíra* [online]. [2000] [cit. 2007-04-13]. Dostupný z WWW: <<http://www.aldebaran.cz/astrofyzika/orientace/theory.html>>.
- [6] ŠIROKÝ, Jaromír, ŠIROKÁ, Miroslava. *Základy astronomie v příkladech*. Praha : SPN, 1977. 160 s.
- [7] SATEL-LIGHT : *The European Database of Daylight and Solar Radiation : Glossary S-Z* [online]. [2000] [cit. 2007-04-08]. Dostupný z WWW: <<http://www.satel-light.com/indexgG.htm>>.
- [8] Katedra energetiky VŠB-TU Ostrava : *Modelování solární radiace na povrchu Země* [online]. [2006] [cit. 2007-04-13]. Dostupný z WWW: <<http://www1.vsb.cz/ke/vyuka/AOZE/Mgr-AOZE2/Radiace3.pdf>>.
- [9] HEINEMANN, Detlev. *Energy meteorology : Lecture notes*. Carl Von Ossietzky Universität. Oldenburg : [s.n.], 2002. 124 s. Dostupný z WWW: <<http://www.energiemeteorologie.de/team/dehe/enmet.pdf>>.
- [10] KASTEN, F. *The Linke turbidity factor based on improved values of the integral Rayleigh optical thickness*. In *Solar Energy*. [s.l.] : [s.n.], 1996. s. 239-244. Dostupný z WWW: <<http://www.sciencedirect.com>>.
- [11] NEWPORT : *Introduction to Solar Radiation* [online]. c1996-2007 [cit. 2007-04-09]. Dostupný z WWW: <<http://www.newport.com/Introduction-to-Solar-Radiation/411919/1033/catalog.aspx>>.
- [12] STINE, William B., GEYER, Michael. *Power From The Sun*. [s.l.] : [s.n.], 2001. Dostupný z WWW: <<http://www.powerfromthesun.net/book.htm>>.

- [13] Sustainable Energy Science and Engineering Center : *Lectures - Solar Radiation* [online]. 2006 [cit. 2007-03-04]. Dostupný z WWW: <<http://www.sesec.fsu.edu/documents/lectures/ECS2006/SolarRadiation.pdf>>.
- [14] STOFFEL, Tom. *20 Years of Solar Measurements : The Solar Radiation Research Laboratory (SRRL) at NREL*. [s.l.] : [s.n.], 2005. 9 s. Dostupný z WWW: <<http://www.nrel.gov/srml/history.pdf>>.
- [15] SWERA : *Measuring Solar Radiation* [online]. [cit. 2007-03-09]. Dostupný z WWW: <<http://swera.unep.net/swera/index.php?id=34>>.
- [16] RIGOLLIER, Christelle, BAUER, Olivier, WALD, Lucien. *On the clear sky model of the ESRA — European Solar Radiation Atlas — with respect to the heliosat method*. Solar Energy. 1999, is. 1, s. 33-48. Dostupný z WWW: <<http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0038092X99000559>>.
- [17] SHORT, Nicholas. *The Remote Sensing Tutorial : Electromagnetic Spectrum: Distribution of Radiant Energies* [online]. last updated 2007-1-25 [cit. 2007-04-13]. Dostupný z WWW: <http://rst.gsfc.nasa.gov/Intro/Part2_4.html>.
- [18] BEDNÁŘ, Jan. *Meteorologie - Úvod do studie dějů v zemské atmosféře*. 1. vyd. Praha : Portál, 2003. 223 s. ISBN 80-7178-653-5.
- [19] NOAA : *Space Weather* [online]. [cit. 2006-09-16]. Dostupný z WWW: <<http://www.sel.noaa.gov/ftpmenu/lists/spacewx.html>>.
- [20] *Reference Solar Spectral Irradiance: ASTM G-173* [online]. 2007 [cit. 2007-03-04]. Dostupný z WWW: <<http://rredc.nrel.gov/solar/spectra/am1.5/ASTMG173/>>.
- [21] TOMÁŠEK, Zdeněk. *Fotografické filtry*. 1. vyd. Praha : Merkur, 1986. 212 s.
- [22] ŠVÁB, Vaclav, HOFMAN, Jiří. *Experimentální meteorologické stanice*. Dostupný z WWW: <http://www.essentia.cz/dokumenty/3_2005.pdf>.
- [23] BRANIŠ, Martin. *Základy ekologie a ochrany životního prostředí*. 2. vyd. Praha : Informatorium, 1999. 169 s. ISBN 80-86073-52-1.
- [24] *Encyklopedie Universum 2.0*, CD-ROM. Euromedia Group, k.s., 2001.
- [25] FEYNMAN, LEIGHTON, SANDS. *Feynmanovy přednášky z fyziky I*. 1. české vyd. Praha : Fragment, 2000. 806 s. ISBN 80-7200-420-4.
- [26] VON HOYNINGEN-HUENE, Wolfgang. *Atmospheric Aerosol : A Special Topic in Environmental Physics*. IUP, Universität Bremen. [s.l.] : [s.n.], 2003. 7 s. Dostupný z WWW: <<http://www.iup.uni-bremen.de/~hoyning/downloads/aerosollesson4.pdf>>.

- [27] Wikipedia The Free Encyclopedia : *Beer-Lambert law* [online]. 2001 , last updated 2007-4-3 [cit. 2007-04-08]. <http://en.wikipedia.org/wiki/Beer-Lambert_law>.
- [28] MUELLER, R.W., et al. *Rethinking satellite based solar irradiance modelling : The SOLIS clear-sky module*. Elsevier. [s.l.] : [s.n.], 2004. 28 s. Dostupný z WWW: <<http://www.heliosat3.de/documents/RSE-D-03-00252.pdf>>.
- [29] TANG, Jiakui, XUE, Yong, YU, Tong. *Aerosol optical thickness determination by exploiting the synergy*. In *Remote Sensing of Environment* 94. [s.l.] : [s.n.], 2004. s. 327-334. Dostupný z WWW: http://ieeexplore.ieee.org/xpl/freeabs_all.jsp?tp=&arnumber=1370117&isnumber=29951>.
- [30] JACOVIDES C.P. *Model comparison for the calculations of Linke's turbidity factor* [s.l.] : *International journal of climatology*, 1997. s. 551-56. Dostupný z WWW: <<http://www3.interscience.wiley.com/cgi-bin/fulltext/12481/PDFSTART>>.
- [31] BROOKS, David R. *Calculating the Ångström turbidity coefficient and other quantities related to aerosol optical thickness* [online]. last updated 2006-10-22 . 2006 [cit. 2007-03-18]. Text v angličtině. Dostupný z WWW: <http://www.pages.drexel.edu/~brooksdr/DRB_web_page/Aerosols/angstrom.htm>.
- [32] BROOKS, David R. *Monitoring Solar Radiation and Its Transmission Through the Atmosphere* [online]. 2006 [cit. 2007-03-18]. Text v angličtině. Dostupný z WWW: <http://www.pages.drexel.edu/~brooksdr/DRB_web_page/papers/UsingTheSun/using.htm>.
- [33] BODHAINE, Barry A., et al. *On Rayleigh Optical Depth Calculations*. In *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*. [s.l.] : [s.n.], 1999. s. 1854-1861. Dostupný z WWW: <<http://ams.allenpress.com/perlserv/?request=get-abstract&issn=1520-0426&volume=016&issue=11&page=1854>>.
- [34] INEICHEN, Pierre, PEREZ, Richard. *A new airmass independent formulation for the Linke turbidity coefficient*. *Solar Energy*. 2002, no. 3, s. 151-157. Dostupný z WWW: <<http://www.asrc.cestm.albany.edu/perez/linke-definitif.pdf>>.
- [35] HAMMER, Annette, et al. *Solar energy assessment using remote sensing technologies*. In *Remote Sensing of Environment* 86. [s.l.] : [s.n.], 2003. s. 423-432. Dostupný z WWW: <<http://www.energy-meteorology.de/publ.php>>.
- [36] ALNASER, W. E., AWADALLA, N. S. : *The Linke turbidity factor and Ångström coefficient in humid climate of Bahrain*. *Earth, Moon and Planets* 70. [s.l.] : [s.n.], 1995. s. 61-74. Dostupný z WWW: <<http://www.springerlink.com/content/p2744483788x4560/fulltext.pdf>>.
- [37] REMUND, Jan, et al. *Worldwide Linke turbidity information*. In *ISES Solar World Congress*. Göteborg, Sweden : [s.n.], 2003. s. 16-19. Dostupný z WWW: <http://www.helioclim.net/publications/ises2003_linke.pdf>.

- [38] CUCUMO, M., MARINELLI, V., OLIVETI, G. *Data bank Experimental data of the Linke Turbidity factor and estimates of the Ångström turbidity coefficient for two Italian localities*. In *Renewable Energy* 17. [s.l.] : [s.n.], 1999. s. 397-410. Dostupný z WWW: <<http://www.ingentaconnect.com/content/els/09601481/1999/00000017/00000003/art00754;jsessionid=88ud80jbvorf.alice>>.
- [39] CASINIÈRE, A. De La, BOKOYE, A. I., CABOT, T. *Direct Solar Spectral Irradiance Measurements and Updated Simple Transmittance*. In *Journal of Applied Meteorology*. [s.l.] : [s.n.], 1995. s. 509-520. Dostupný z WWW: <<http://ams.allenpress.com/archive/1520-0450/36/5/pdf/i1520-0450-36-5-509.pdf>>.
- [40] LI, Danny W.H., LAM, Joseph C. *A study of atmospheric turbidity for Hong Kong*. In *Renewable energy* 25. [s.l.] : [s.n.], 2002. s. 1-13. Dostupný z WWW: <<http://www.sciencedirect.com>>.
- [41] Wikipedia The Free Encyclopedia : *Earth's atmosphere* [online]. 2001 , last updated 2007-4-11 [cit. 2007-04-13]. <http://en.wikipedia.org/wiki/Earth_atmosphere>.
- [42] *ESPERE – Lower Atmosphere* [online]. 2007 [cit. 2007-03-04]. Dostupný z WWW: <http://www.atmosphere.mpg.de/enid/2__Radiation__greenhouse_gases/_water_l9.html>.
- [43] FARGION, Giulietta S., BARNES, Robert, MCCLAIN, Charles. *In Situ Aerosol Optical Thickness Collected by the SIMBIOS Program (1997-2000) : Protocols, and Data QC and Analysis*. NASA/TM-2001-209982. [s.l.] : [s.n.], 2001. 109 s. Dostupný z WWW: <<http://seabass.gsfc.nasa.gov/docs/SIMBIOS-AOT-2000.pdf>>.
- [44] WOUDC : *Maps of normal ozone* [online]. 1998 , 2007-03-06 [cit. 2007-04-14]. Dostupný z WWW: <<http://es-ee.tor.ec.gc.ca/e/ozone/normalozone.htm#gl>>.
- [45] *MODIS Atmosphere* [online]. 2007 [cit. 2007-03-04]. Dostupný z WWW: <<http://modis-atmos.gsfc.nasa.gov/>>.
- [46] LÓPEZ, G., BATLLES, F.J. *Evaluation of broadband turbidity algorithms for estimating the Ångström turbidity coefficient*. *Óptica pura y aplicada*. [s.l.] : [s.n.], 2004. s. 3127-3130. Dostupný z WWW: <<http://www.sedoptica.es/revistas/pdfs/148.pdf>>.
- [47] ADEYEFA, Z.D., ADEDOKUN, J.A. *Pyrheliometric determination of atmospheric turbidity in Harmattan over Ile-Ife*. In *International centre for theoretical physics : Internal report*. Nigeria : [s.n.], 1990. s. 1-31. Dostupný z WWW: <<http://streaming.ictp.trieste.it/preprints/P/90/036.pdf>>.
- [48] MOLIEAUX, B., INEICHEN, P., DELAUNAY, J.J. *Direct luminous efficacy and atmospheric turbidity improving model performance*. [s.l.] : *Solar Energy*, 1995. 125-137 s. Dostupný z WWW: <<http://www.sciencedirect.com>>.

- [49] *HelioClim : Linke turbidity factor [online].* c2001 , 2006-12-15 [cit. 2007-04-09]. Dostupný z WWW: <http://www.helioclim.net/linke/linke_helioserve.html>.
- [50] VIDA, J., FOYO-MORENO, I., ALADOS-ARBOLEDAS, L. *Performance validation of MURAC, a cloudless sky radiance model proposal.* Energy 24. [s.n.], 1998. s. 705–721. Dostupný z WWW: <<http://hera.ugr.es/doi/15015270.pdf>>.
- [51] HENZE, Andreas, HILLEBRAND, Werner. *Elektrický proud ze slunce.* 1. české vyd. Ostrava : HEL, 2000. 136 s. ISBN 80-86167-12-7.
- [52] MINNAERT, Marcel. *Light and Color in the Outdoors,* New York : Springer-Verlag, 1993. 417 s.
- [53] NETUŠIL, Jaroslav. *Světlo v teorii a praxi.* 1. vyd. Praha : Práce, 1960. 172 s.
- [54] MONZER, Ladislav. *Osvětlení a svítidla v bytech.* 1. vyd. Praha : Grada, 1998. 127 s. ISBN 80-7169-620-X
- [55] SLÁDEK, Petr, MILÉŘ, Tomáš. *Možnosti využití fotovoltaických střešních systémů na školních budovách v ČR.* In International Colloquium on the Acquisition Process Management. 2005. vyd. Brno : Univerzita obrany, 2005. s. 47-52. ISBN 80-85960-92-3. MSM 143100003, záměr.
- [56] SLÁDEK, Petr, MILÉŘ, Tomáš. *Vliv úhlu dopadu slunečního záření a stavu atmosféry na účinnost FV panelů.* In 2. česká fotovoltaická konference. 1. vyd. Praha : CZ REA, 2006. s. 100-104. ISBN 80-239-7361-4. MSM0021622411, záměr.
- [57] MILÉŘ, Tomáš, SLÁDEK, Petr. *Sluneční záření a atmosféra – jednoduché experimenty.* In International Colloquium on the Acquisition Process Management. 2007. vyd. Brno : Univerzita obrany, 2007. 7 s. záměr.

A Přehled fyzikálních veličin

značka	veličina	jednotka	hodnoty
Δ	sluneční deklinace	°	-23,5 až +23,45
N	pořadí dne v roce	-	1 až 365
ET	rozdíl pravého a středního slunečního času	min	+16 až -12
ts	pravý sluneční čas	h	0 až 24
r	korekce vzdálenosti Země-Slunce	-	0,9666 až 1,0334
a_r	albedo – reflexní schopnost okolních ploch	- nebo %	nejčastěji 0,20
α	úhel sklonu osluněné plochy k vodorovné rovině	°	1 až 90
γ	úhel dopadu paprsků na osluněnou plochu	°	1 až 90
θ	zenitový úhel	°	1 až 180
h	úhlová výška Slunce	°	0 až ± 90
H	nadmořská výška	m n. m.	0 až cca 8 000
m	atmosférická hmota	-	0 až ∞
m_{KY}	atmosférická hmota podle Kastena-Younga	-	0 až 37,92
$m_{KY_{refr}}$	atmosférická hmota podle Kastena-Younga s opravou o refrakci	-	0 až 30,67
λ	vlnová délka	nm	světlo: 340 až 750
F_λ	spektrální intenzita záření	$Wm^{-2}nm^{-1}$	
E	intenzita osvětlení	lux	0 až cca 140 000
a	absolutní vzdušná vlhkost	gm^{-3}	
A	maximální absolutní vzdušná vlhkost	gm^{-3}	
r_w	relativní vzdušná vlhkost	%	
w	sloupec vody - ekvivalent vodní páry v atmosféře	cm	0 až cca 8
p	atmosférický tlak	Pa	
p_0	normální atmosférický tlak	Pa	101 325
T	teplota	°C nebo K	
T_d	rosný bod	°C	
T_C	teplota chromatičnosti	K nebo mired	

značka	veličina	jednotka	hodnoty
ϕ_e	zářivý tok světelného svazku nad atmosférou	W	
ϕ'_e	zářivý tok světelného svazku po průchodu atmosférou	W	
I_{sol}	solární konstanta	Wm^{-2}	1 367
I_0	solární konstanta opravená o faktor r	Wm^{-2}	1 321 až 1 413
I_P	intenzita přímého záření na obecně položenou plochu	Wm^{-2}	
I_D	intenzita difúzního záření na obecně položenou plochu	Wm^{-2}	
I_G	intenzita globálního záření na obecně položenou plochu	Wm^{-2}	
I_{Pn}	intenzita přímého záření na plochu kolmou ke směru paprsků	Wm^{-2}	
I_{Dn}	intenzita difúzního na plochu kolmou ke směru paprsků	Wm^{-2}	
I_{Gn}	intenzita globálního záření na plochu kolmou ke směru paprsků	Wm^{-2}	
I_{Ph}	intenzita přímého záření na horizontální plochu	Wm^{-2}	
I_{Dh}	intenzita difúzního na horizontální plochu	Wm^{-2}	
I_{Gh}	intenzita globálního záření na horizontální plochu	Wm^{-2}	
δ	optická tloušťka atmosféry – celková	-	
δ_R	optická tloušťka atmosféry pro Rayleighův rozptyl na molekulách	-	cca 0,03 – 0,13
δ_a	optická tloušťka atmosféry pro rozptyl na aerosolech	-	0,0 – 0,5
δ_w	optická tloušťka atmosféry pro absorpci na vodní páře	-	
δ_{O_3}	optická tloušťka atmosféry pro absorpci na molekulách ozónu	-	
T_L	Linkeho koeficient – obecně	-	1 až 10
$T_{L(2)}$	Linkeho koeficient při $m = 2$	-	
T_{LI}	Linkeho koeficient podle Ineichena-Pereze	-	
T_{LH}	Linkeho koeficient podle Heindela-Kocha	-	
β	Ångströmův koeficient	-	
α	Ångströmův exponent	-	
<i>Dobson</i>	množství ozónu	DU	100 až 600

značka	veličina	jednotka	hodnoty
U_{oc}	elektrické napětí naprázdno	V	
I_{sc}	elektrický proud nakrátko	A	
P	výkon FV panelu	W	
FF	faktor plnění (fill factor)	-	cca 0,75
η	účinnost FV panelu	%	cca 12,5

B Meteorologické podmínky měření

21. červen 2006

Místo pozorování

Brno - Kraví hora (16° 35' východní délky, 49° 12' severní šířky, 305 m n. m.)

Meteorologické podmínky

Atmosférický tlak byl 1012 hPa. Byla malá oblačnost (1-2/8) se základnou mraků ve výšce 914 metrů a roztroušená oblačnost (3-4/8) se základnou mraků ve výšce 2926 metrů. Viditelnost (dohlednost) byla větší než 10 kilometrů. (Meteorologická zpráva Brno - Tuřany, 22:30 CET)

Teplota vzduchu v místě měření podle meteorologické stanice na Kraví hoře zvolna klesala od 30 °C (15:00 CET) do 25 °C (23:00 CET), byla tedy poměrně stabilní, a její vliv na účinnost fotovoltaického panelu můžeme zanedbat. V místě měření bylo bezvětří, takže k ochlazování panelu touto cestou nedocházelo.

Astronomické údaje pro 21. červen 2006, Brno – Kraví hora

Astronomický jev	CET
Začátek občanského soumraku	03:05
Východ Slunce	03:48
Pravé poledne	11:55
Západ Slunce	20:03
Konec občanského soumraku	20:46
Měsíc byl v době měření pod obzorem.	–

17. červenec 2006

Místo pozorování

Brno - Šlapanice (16° 42' východní délky, 49° 10' severní šířky)

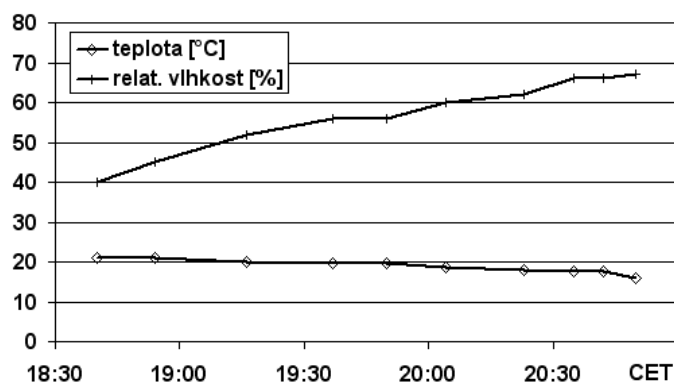
Meteorologické podmínky

Meteorologická zpráva - Brno / Tuřany, Česká republika.

Zpráva byla sestavena v 15:30 UTC. Rychlost větru byla 4,6 metrů za sekundu z východu/severovýchodu (070°), proměnlivý vítr od severovýchodu (040°) a východu/jihovýchodu (110°). Teplota byla 24 °C a rosný bod byl 7 °C. Teplota se zdála být 25 °C. Atmosférický tlak byl 1024 hPa. Relativní vlhkost vzduchu byla 33,6 %. Nebyla žádná oblačnost pod 1500 metrů ani žádná kupovitá oblačnost. Viditelnost (dohlednost) byla větší než 10 kilometrů.

Zpráva byla sestavena v 20:30 UTC. Rychlost větru byla 2,1 metrů za sekundu ze severu (010°). Teplota byla 19 °C a rosný bod byl 10 °C. Atmosférický tlak byl 1024 hPa. Rela-

tivní vlhkost vzduchu byla 55,9 %. Nebyla žádná oblačnost pod 1 500 metrů ani žádná kupovitá oblačnost. Viditelnost (dohlednost) byla větší než 10 kilometrů.



Obrázek 45: Teplota a relativní vlhkost 0,1 m nad zemí v místě stanoviště, 17. červenec 2006, Brno – Šlapanice

Astronomické údaje pro 17. červenec 2006, Brno – Šlapanice

Astronomický jev	CET
Začátek občanského soumraku	3:26
Východ Slunce	4:06
Pravé poledne	11:59
Západ Slunce	19:52
Konec občanského soumraku	20:32
Měsíc byl v době měření pod obzorem.	–

C Internetové odkazy

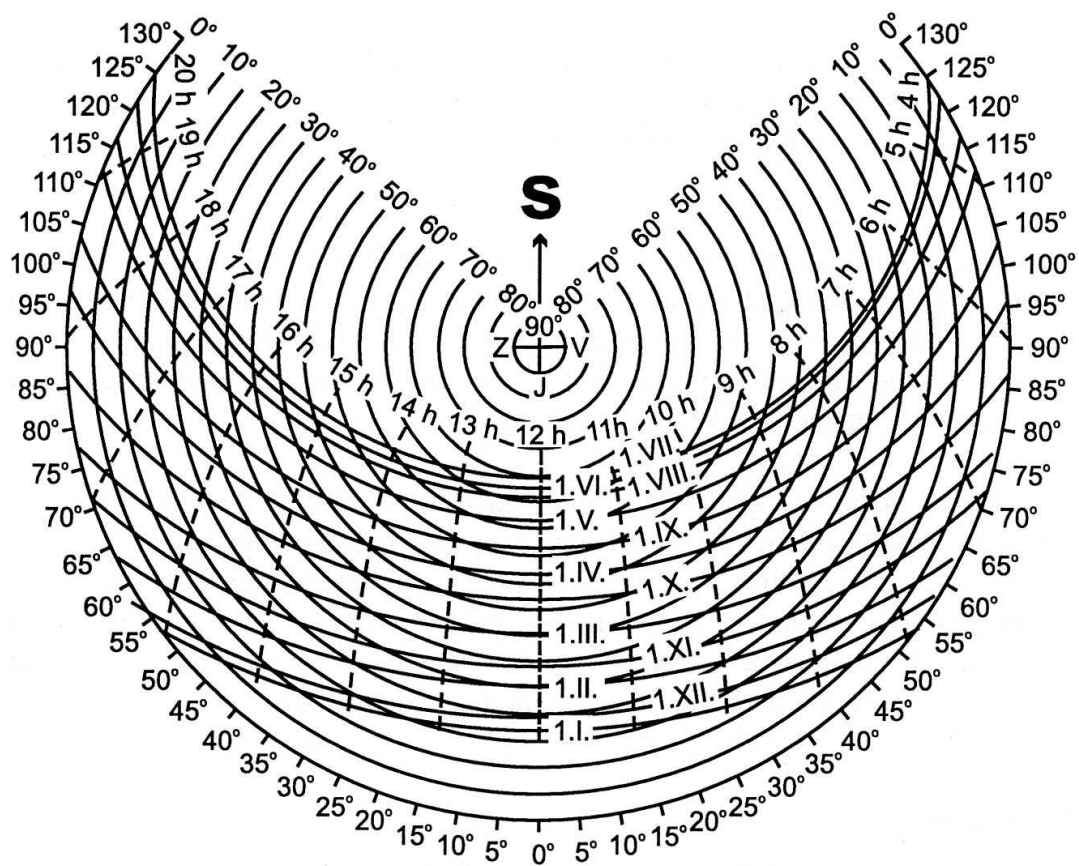
Přehled významných organizací a institucí

Zkratka	Název a odkaz
ÚFA	Ústav Fyziky Atmosféry < http://www.ufa.cas.cz >
CIE	Commission Internationale de l'Eclairage (Mezinárodní komise pro osvětlování) < http://www.cie.co.at >
NASA	National Aeronautic and Space Administration < http://www.nasa.gov >
NASA-LRC	NASA Langley Research Center < http://asd-www.larc.nasa.gov/new_AtSC >
NOAA	American Oceanic and Atmospheric administration < http://www.noaa.gov >
NCAS	NERC Centres for Atmospheric Science < http://ncas.nerc.ac.uk >
NREL	National Renewable Energy Laboratory < http://www.nrel.gov/ >
WMO	World Meteorological Organization < http://www.wmo.ch >
WCR	World Radiation Center < http://www.pmodwrc.ch >
RETScreen	International Clean Energy Decision Support Centre < http://www.retscreen.net/ang/home.php >
ASTM	American Society for Testing and Materials < www.astm.org >
NREL	University of Oregon – Solar Radiation Monitoring Laboratory < http://www.nrel.gov/solar/ >
UO SRML	National Renewable Energy Laboratory < http://solardata.uoregon.edu/ >
SESEC	Sustainable Energy Science and Engineering Center < http://www.sesec.fsu.edu >

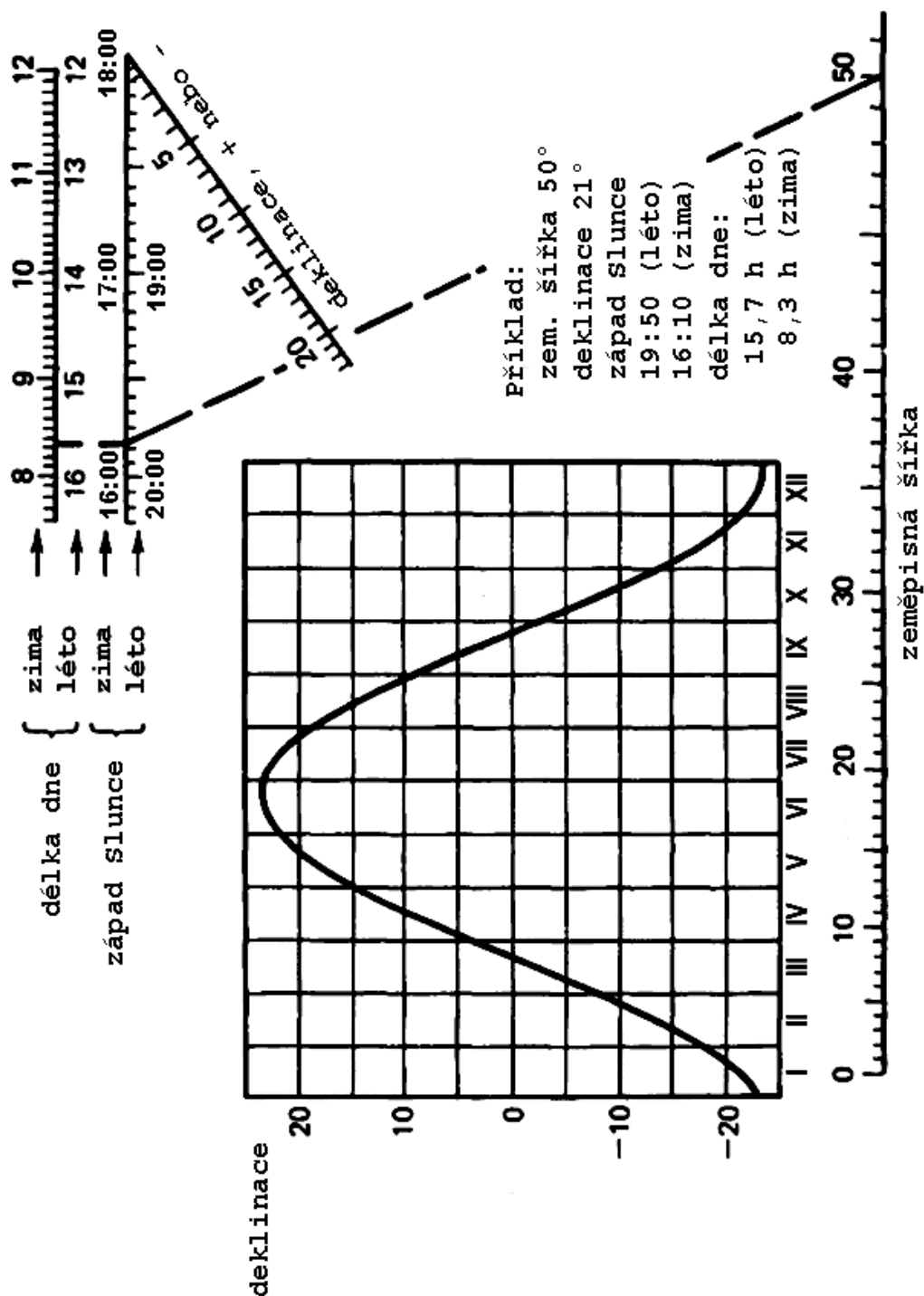
Internetové aplikace a databáze

PVGIS	Interactive Maps – Solar Irradiation Data < http://re.jrc.cec.eu.int/pvgis/apps/radmonth.php >
SoDa	Simulation of Radiation Under Clear Skies < http://www.soda-is.com/eng/services/simu_clear_sky_eng.html >
SoDa	Climate Data for Radiation and Other Parameters < http://www.soda-is.com/eng/services/climat_eng.html >
Satel-Light	The European Database of Daylight And Solar Radiation < http://www.satel-light.com/core.htm >
Calipso	Sun Photometer Simulator < http://calipsooutreach.hamptonu.edu/sunphoto-sim/sunphotometer.html >
Drexel	A Simple Insolation Model – Calculator < http://www.pages.drexel.edu/~brooksd/DRB_web_page/Solar/insolation.htm >
NASA	MSIS-E-90 Atmosphere Model – Calculator < http://modelweb.gsfc.nasa.gov/models/msis.html >
U.S. NAVAL GLOBE	Astronomical Applications < http://aa.usno.navy.mil/ > Maps & Graphs < http://viz.globe.gov/viz-bin/home.cgi?l=en&b=g&rg=n >
GAWSIS	Global Atmosphere Watch Station Information System < http://www.empa.ch/gaw/gawsis/ >
WOUDC	Ozone maps < http://es-ee.tor.ec.gc.ca/cgi-bin/selectMap >
NASA EO	Earth Observatory – Data & Images < http://earthobservatory.nasa.gov/Observatory/ >
NREL SRRL	NREL Solar Radiation Research Laboratory < http://www.nrel.gov/midc/srml_bms/ >
BSRN	Baseline Surface Radiation Network < http://bsrn.ethz.ch/ >
Solar Energy	Journal – Online Free Access to all Abstracts < http://www.ises.org/shortcut.nsf/to/sej >
SoDa	Solar Data – Services for Professionals in Solar Energy and Radiation < http://www.soda-is.org/eng/ >
NASA SSE	Surface meteorology and Solar Energy < http://speclib.jpl.nasa.gov/ >
ASTER	Spectral Library < http://speclib.jpl.nasa.gov/ >

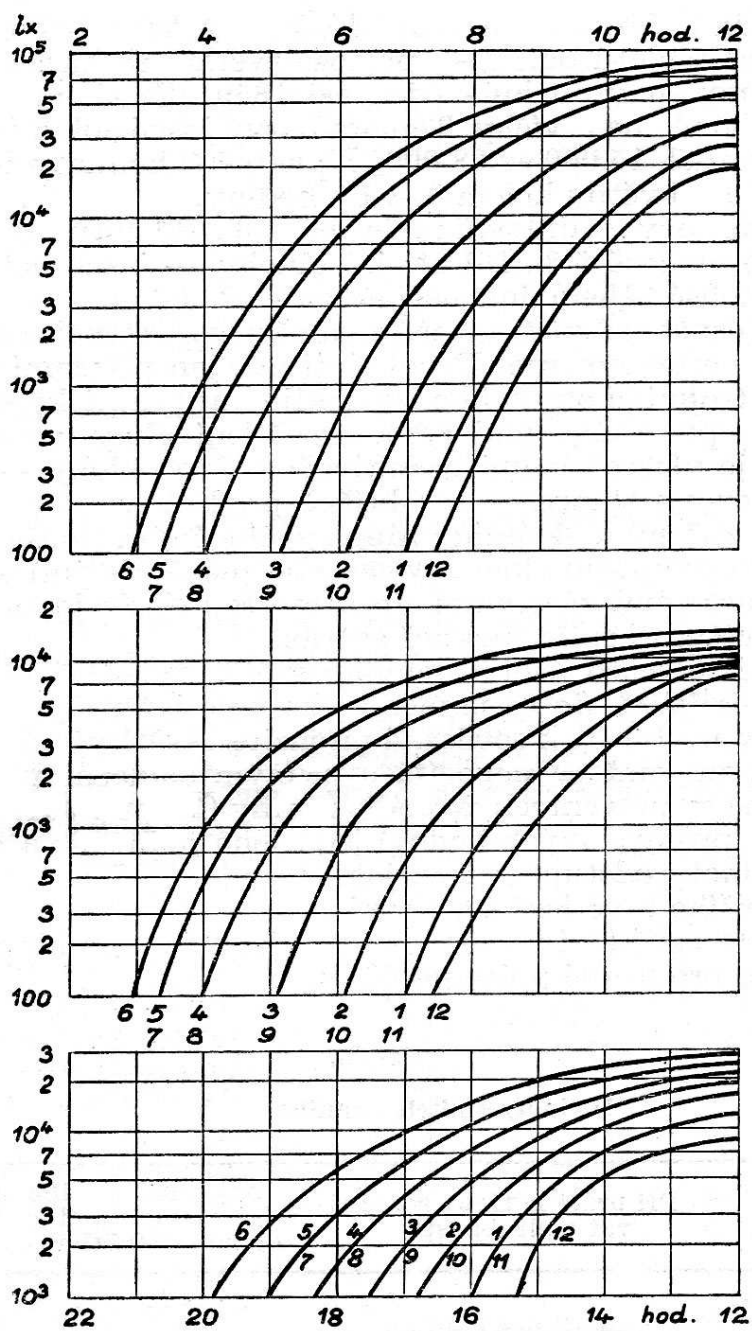
D Obrazová příloha



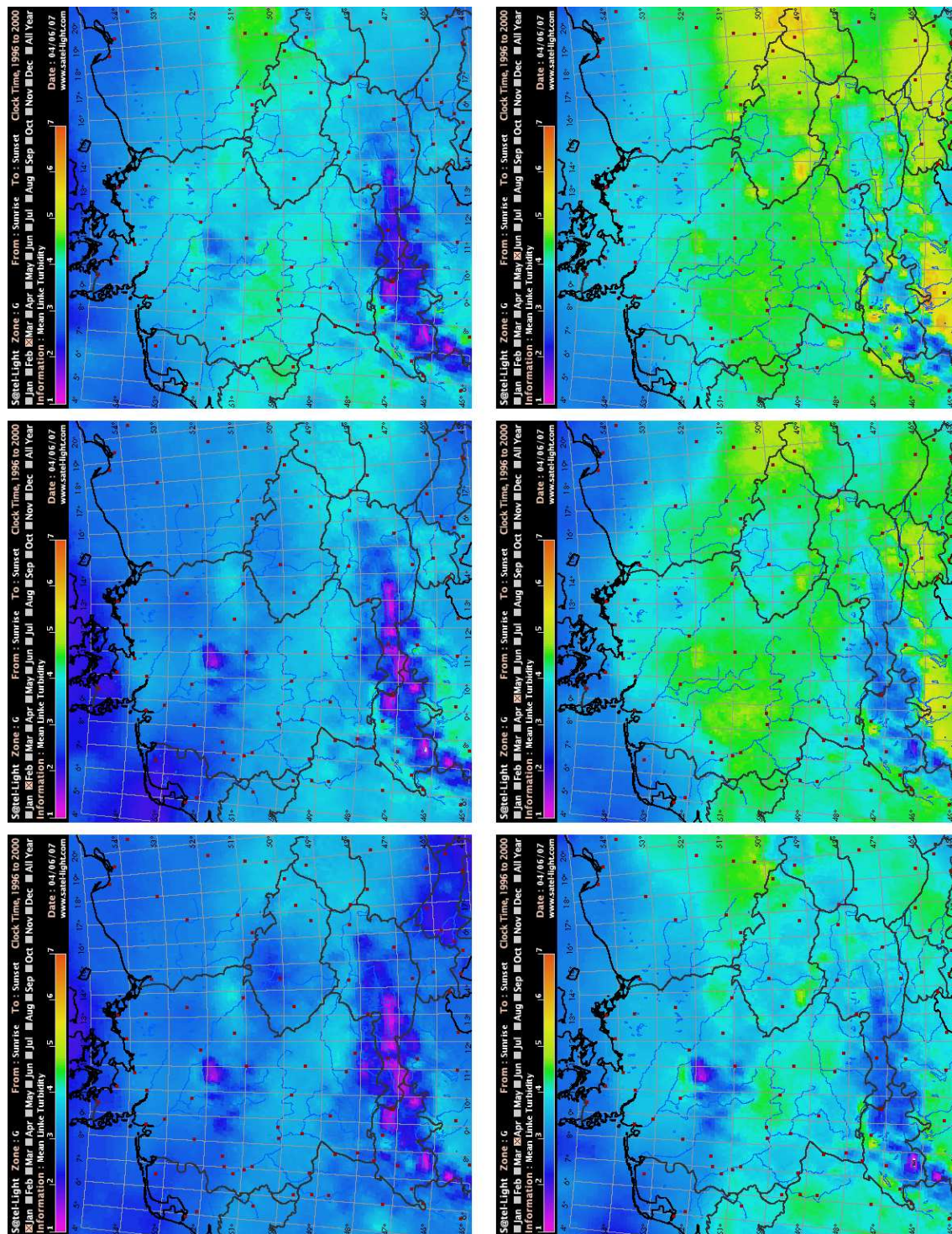
Obrázek 46: Ekvidistanční diagram polohy Slunce na obloze pro 50° sev. šířky [54]



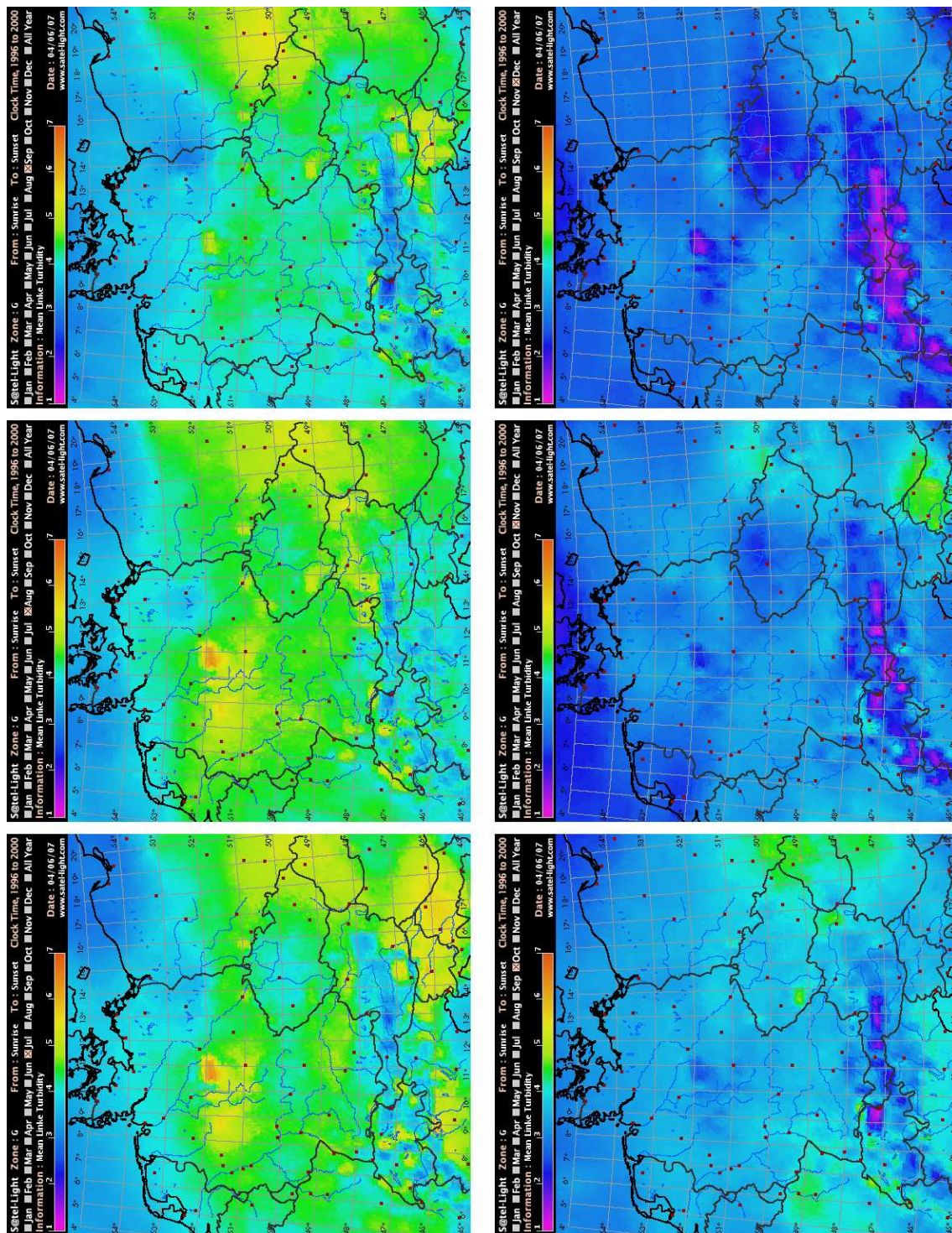
Obrázek 47: Graf sluneční deklinace a nomogram pro určení délky dne a doby západu Slunce pro určitou zeměpisnou šířku – na základě [3]



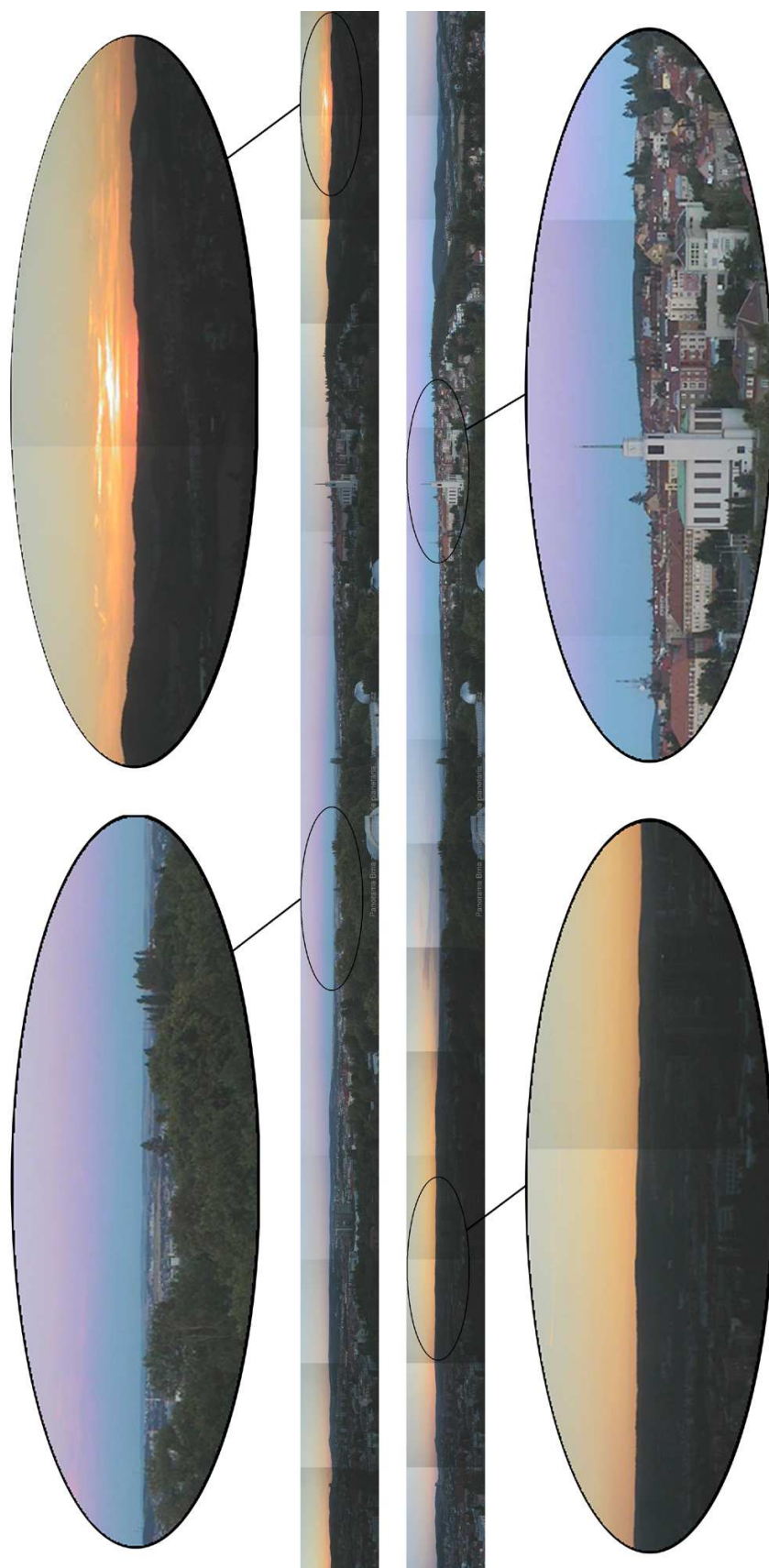
Obrázek 48: Intenzita osvětlení během dne a roku pro 50° sev. šířky: osvětlení Sluncem a modrou oblohou (nahore), pouze oblohou (uprostřed), oblohou stejnoměrně zataženou (dole) – převzato z [53]



Obrázek 49: Průměrné měsíční hodnoty Linkeho koeficientu T_L ve střední Evropě (leden až červen); mapy vygenerovány aplikací SATEL-LIGHT (www.satel-light.com)



Obrázek 50: Průměrné měsíční hodnoty Linkeho koeficientu T_L ve střední Evropě (červenec až prosinec); mapy vygenerovány aplikací SATEL-LIGHT (www.satel-light.com)



Obrázek 51: Zemský stín na Brnem: 16.7.2006 19:58 CET, 5 minut po západu Slunce (vlevo); 17.7.2006 3:58 CET, 9 minut před východem Slunce (vpravo)