# Annex A. Teoria de la Radiació

## i Teoria General

El flux de densitat electromagnètica net en un punt de la superfície terrestre es defineix com la radiació entrant menys la radiació sortint, integrant per totes les freqüències. Però per crear el model de simulació és convenient separar l'espectre total de radiació en dos regions separades.

La Radiació implicada en el balanç energètic en un punt de la terra es composa de dos tipus diferenciats:

- Radiació Solar ( ona curta )
- Radiació Terrestre ( ona llarga )

La radiació d'ona curta, provinent del Sol, entra al sistema superfície - atmosfera terrestre i és retornada a la fi en forma de radiació d'ona llarga, degut a que la Terra és més freda que el Sol.

Tenim tres lleis bàsiques per definir la radiació:

- La llei que relaciona l'espectre de densitat de radiació electromagnètica d'un cos negre[1] amb la temperatura i la longitud d'ona

$$I(\lambda)=(2\cdot h\cdot c^2/\lambda^5)(1/[\exp(h\cdot c/\lambda kT)-1]) \quad ; [W/m^2\cdot m] \qquad \text{eq.17}$$

(llei de Planck de la radiació d'un cos negre)

I : Potencia per $m^2$ d'àrea i per m de longitud d'ona

h : Constant de Planck ($6{,}6262 \cdot 10^{-34}$ J·s)

c : velocitat de la llum ($2{,}99792458 \cdot 10^{8}$ m/s)

[1] **cos negre** : cos hipotètic que absorbeix tota l'energia que li arriba, aconseguint un equilibri tèrmic, i emeten instantàniament.

*d'aquesta llei de Max Planck es deriva la següent llei , que no és si no la integral de la intensitat de radiació per totes les freqüències.

- La quantitat de radiació emesa per un cos augmenta exponencialment amb un creixement lineal amb la temperatura.

$$E = \sigma * T^4 \qquad ; \; [\, W/m^2 \,] \qquad \text{eq.18}$$

( llei de Stefan-Boltzmann; $\sigma = 5{,}67 \cdot 10^{-8}$ W/m$^2$K$^4$)

E : Potència per unitat d'àrea

- La longitud d'ona pic a la que emet un cos és inversament proporcional a la temperatura.

$$\lambda_{max} = C / T \qquad [\mu m] \qquad \text{eq.19}$$

( llei de Wien; C =0,2897 K·µm )

Si mirem l'espectre de radiació de tres cossos a diferents temperatures (Fig.48), tenim que els cossos emeten en infinites freqüències, ja que no arriba a tocar mai l'eix de coordenades. També observem que emeten amb una longitud d'ona pic, on s'emet la major part de l'energia. L'àrea sota la corba és la quantitat d'Energia emesa per una certa temperatura. Com es dedueix de la llei del desplaçament de Wien, veiem que a major temperatura tenim menor longitud d'ona pic. I com es dedueix de la llei de Stefan-Boltzmann, a major temperatura, més àrea sota la corba tenim, és a dir major energia irradiada. I a més a més per petits canvis de temperatura s'experimenten grans canvis en l'energia, ja que depèn de la temperatura a la quarta potencia.

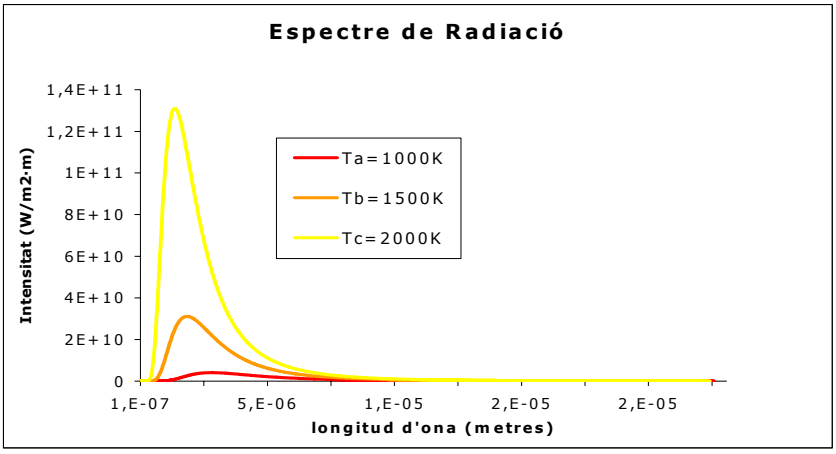



Fig.48. Espectre de Radiació de tres cossos negres que emeten a tres temperatures diferents: 2000ºK, 1500ºK, i 1000ºK. Font: Elaboració pròpia

Així el Sol, amb una temperatura mitja superficial d'uns 5800ºK emet a una longitud d'ona mitja de 0,5 µm, en canvi la Terra amb una $T_S$ = 288ºk emet a una longitud d'ona de 10 µm.

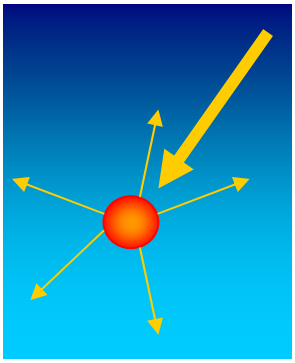
També emeten en rangs diferents, la Terra emet efectivament entre 0,5 i 30 μm, mentre que el Sol ho fa entre 0,1 i 4 μm aproximadament. Altres raons per tractar per separat les dues radiacions és el diferent comportament que tenen a l'atmosfera terrestre i la seva superfície. Mentre que la radiació solar és atenuada degut a l'absorció i dispersió que pateix per la matèria terrestre, no és emesa. En canvi la radiació d'ona llarga és absorbida i reemesa, però quasi gens dispersada. El fet de la dispersió està relacionat amb la relació entre la longitud d'ona i la mida de les partícules atmosfèriques. Com tenim molècules de diàmetre semblant al pic de la radiació solar, això fa que es dispersi molta energia en totes direccions. Per contra, la radiació terrestre té una longitud d'ona molt superior al diàmetre de les partícules i per tant no es veu afectada.

Tres processos atmosfèrics modifiquen la radiació solar que travessa la nostra atmosfera en direcció a la superfície. Aquests fenòmens actuen sobre la radiació quan aquesta interactua amb les molècules i partícules que formen l'atmosfera.

**Absorció:** alguns gasos i partícules de l'atmosfera tenen la propietat d'absorbir la radiació solar. El procés d'absorció consisteix en el fet que una substància reté la radiació que li arriba i tot seguit la converteix en energia calòrica. Aquesta energia que guanyen fa que la substància emeti la seva pròpia radiació. En general, les substàncies que absorbeixen la radiació incident solar, incrementen la seva temperatura però no arriben mai a superar els 1800ºC. Per tant, segons la llei de Wien, els cossos a aquesta temperatura o a una de menor, emeten en la banda de longituds d'ona llargues. El vapor d'aigua ($H_2O$), el diòxid de carboni ($CO_2$) i l'ozó ($O_3$) són els principals gasos atmosfèrics que absorbeixen radiació solar i llavors emeten radiació tèrmica (longitud d'ona llarga).

**Dispersió (scattering):** aquest fenomen ocorre quan petites partícules i molècules de gas dispersen part de la radiació solar incident en direccions aleatòries sense modificar la longitud d'ona de l'energia electromagnètica. Per tant la dispersió el que fa es disminuir la quantitat de radiació que arriba a la superfícies terrestre. Part de la radiació es reenviada directament cap a l'espai exterior. La dispersió depèn de dos factors: la longitud d'ona de la radiació i la mida de les partícules o les molècules de gas.

Tenim diferents tipus de dispersió :



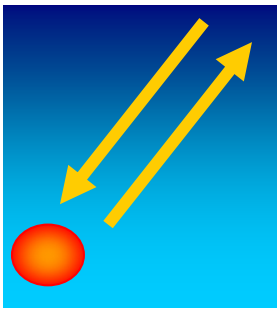
La **dispersió de Rayleight**, és quan la mida de les partícules és més petita que la longitud d'ona. Aquestes poden ser petites partícules de pols o bé molècules de Nitrogen o Oxigen. La dispersió de Rayleigth causa més dispersió en les longituds d'ona més petites. És el mecanisme dominant a l'atmosfera superior. El fet que el cel sigui de color blau durant el dia és degut a aquest fenomen. Al passar els rajos solars, les longitud d'ona més petites

(color blau) de l'espectre visible són mes dispersades que les altres. Durant l'alba i durant la posta de sol els rajos han de travessar més atmosfera i llavors la dispersió és més completa, el que fa que el cel agafi un color ataronjat. En el cas de no tenir dispersió el cel seria de color negre durant el dia.

La **dispersió de Mie** passa quan la longitud d'ona i la mida de les partícules coincideix. Pols, fum, pol·len i vapor d'aigua són els causants d'aquest tipus de dispersió que afecta a longitud d'ona superiors. Ocorre en l'atmosfera inferior on les grans partícules són mes abundants i domina quan tenim condicions de cel tapat.

L'últim tipus és l'anomenat **scattering no selectiu**. Aquest passa quan les partícules tenen un diàmetre superior a la longitud d'ona. Droplets d'aigua o grans partícules de pols poden ser la causa. Agafa el seu nom perquè dispersa per igual totes les longituds d'ona de la radiació incident. Aquesta radiació fa que els núvols i la boira siguin de color blanc als nostres ulls, ja que dispersa per igual tots els colors (blau, verd, vermell).

**Reflexió:** aquest últim procés que afecta la radiació consisteix en el xoc directe del raig solar amb la partícula, d'aquesta manera es redirecciona el raig en el sentit contrari al inicial (180º). Aquest fenomen causa la pèrdua total de l'energia, el 100% de la radiació és retornada cap a l'espai. La major part d'aquesta reflexió es deguda als núvols quan la llum es interceptada per partícules d'aigua liquida i gelada. La reflectivitat dels núvols pot variar d'un 40 a un 90%.



La llum solar que arriba a la superfície terrestre sense modificar pels processos acabats d'explicar s'anomena **radiació solar directa**. La que arriba al terra alterada per processos de dispersió s'anomena **radiació solar difusa**. Part d'aquesta radiació que arriba fins la superfície es enviada cap a l'espai reflexada per la pròpia superfície.

La **reflectivitat** o **albedo** de la superfície terrestre varia amb el tipus de material que la cobreix. Alguns exemples de reflecitvitat:

| | |
|---|---|
| Cobert amb neu fresca | 75-95 % |
| Cobert amb neu vella | 40-70 % |
| Roca | 12-15 % |
| Mar, rius, llacs,.. | 3-10 % |
| Herba | 15-25 % |
| Àrea construïda | 15-25 % |

La reflectivitat d'una superfície normalment es descrita amb el terme albedo superficial. L'albedo promig de la Terra, reflectancia d'ambdós, superfície i atmosfera, es d'un 30%.

Presento ara un gràfic (Fig.49) de les interaccions entre el sistema atmosfera - superfície i la radiació, tant la solar com la terrestres. Separat per processos.

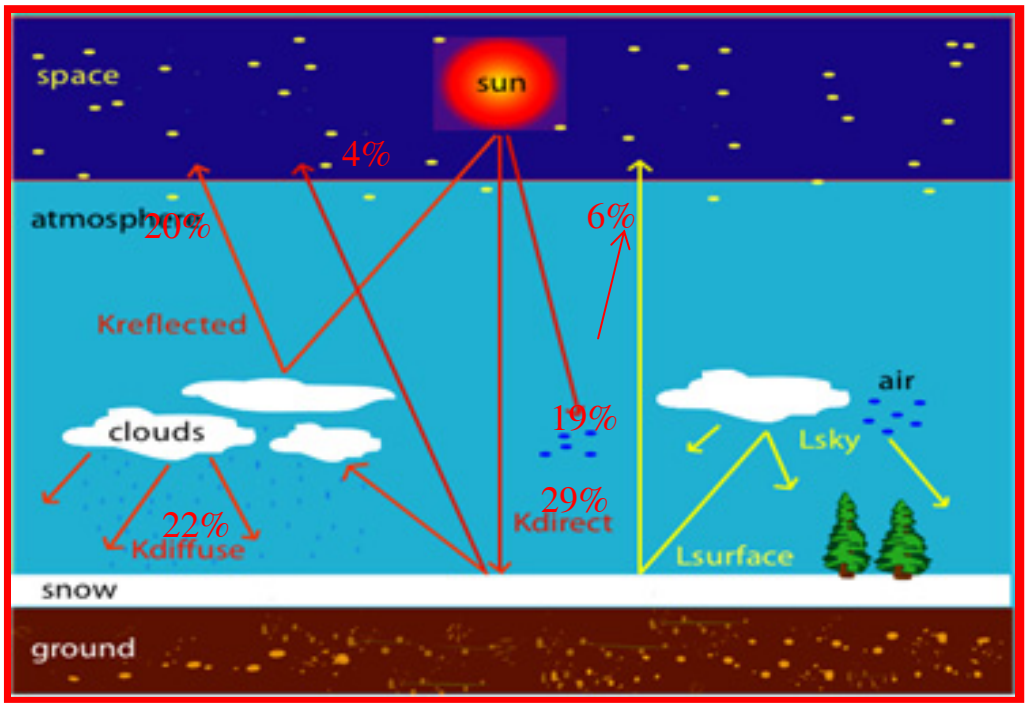



Fig.49. Esquema de les interaccions entre els rajos solars i el sistema atmòsfera-superfície (en vermell la radiació solar, en groc la radiació terrestre) .Font: Elaboració pròpia.

En promig tenim, partint d'un 100% de radiació solar incident, un 20% reflexat pels núvols, un 4% reflexat pel terra, un 19% d'absorció atmosfèrica, un 6% dispersat cap a l'espai i del 51% que absorbeix la superfície, un 29% es de radiació solar directe i un 22% de radiació solar indirecte. En total tenim un 70% de radiació absorbida entre atmosfera i superfície i un 30% de radiació reflexada cap a l'espai.

Pel que fa a la radiació terrestre (longitud d'ona llarga) presentem un gràfic (Fig.50) explicatiu de les proporcions entre processos:

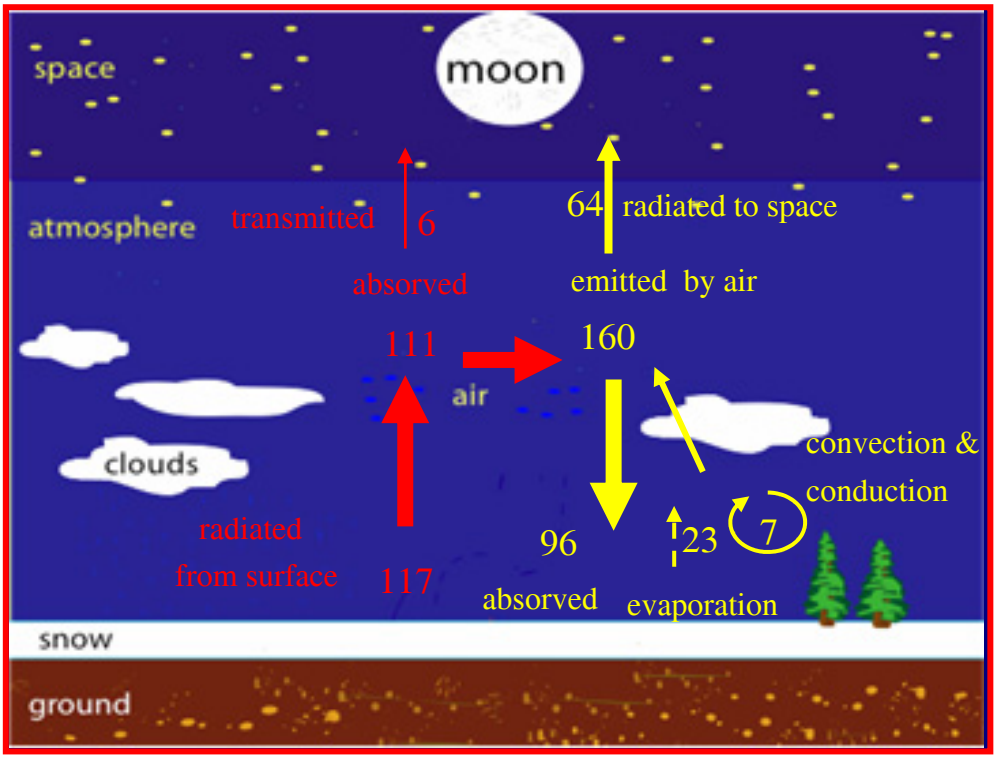



Fig.50. Esquema del balanç energètic per les radiacions terrestres. Font: Elaboració pròpia

La superfície de la Terra perd energia de tres formes diferents, 7 unitats marxen en forma de calor sensible, aquesta calor es transmet a l'atmosfera per conducció i convecció. La fusió i evaporació de l'aigua superficial incorpora 23 unitats d'energia en forma de calor latent. Aquest calor latent retorna a l'atmosfera quan l'aigua es condensa o es solidifica. Ambdós processos formen part de l'emissió de l'atmosfera.

La superfície terrestre emet 117 unitats de radiació d'ona llarga, on sols 6 d'aquests es perden directament a l'espai, els altres són absorbits pels gasos de l'atmosfera i es converteixen en energia calòrica i llavors en emissions atmosfèriques (efecte hivernacle).

L'atmosfera emet 160 unitats d'energia d'ona llarga, contribuint a aquestes 160 unitats tenim la radiació superficial (111), la transferència de calor latent (23), la de calor sensible (7) i també la radiació absorbida d'ona curta per l'atmosfera (19). Aquesta emissió viatja en dues direccions, 64 es perden directament a l'espai exterior i 96 són absorbides per la superfície i convertides en Calor.

Per tant tenim 70 unitats d'Energia (emissió atmosfèrica 64 + emissió superficial 6) perdudes a l'espai. I aquesta es la mateixa quantitat que proporciona la radiació solar a la Terra.

Finalment el balanç energètic a la superfície terrestre es de 51 unitats perdudes ( 96 unitats de l'emissió atmosfèrica menys 117 d'emissió superficial, menys 23 de la transferència en forma de calor latent, menys 7 de calor sensible fan un total de –51 unitats) per +51 unitats d'energia guanyada en forma de radiació directe mes difusa.

### ii Radiació Solar

El Sol es una estrella mitjana groga, constituïda principalment per hidrogen a temperatures suficientment altes per produir fusions nuclears. La fusió nuclear és una reacció nuclear en la qual dos nuclis d'hidrogen es fusionen per formar un nucli d'Heli alliberant energia. El tamany del Sol determina la seva temperatura i la quantitat d'energia irradiada.

L'energia electromagnètica del Sol arriba a la Terra en forma de radiació. Just fora de l'atmosfera tenim una densitat de radiació de 1365 W/m$^2$. Podem considerar el Sol quasi com un cos negre que emet a una temperatura mitjana superficial de 5800ºK. Per tant tindrà un espectre de radiació fora l'atmosfera molt semblant al que presentem a la Fig.51, encara que hem de tenir en compte que la seva intensitat serà inferior ja que la intensitat és inversament proporcional a la distància.

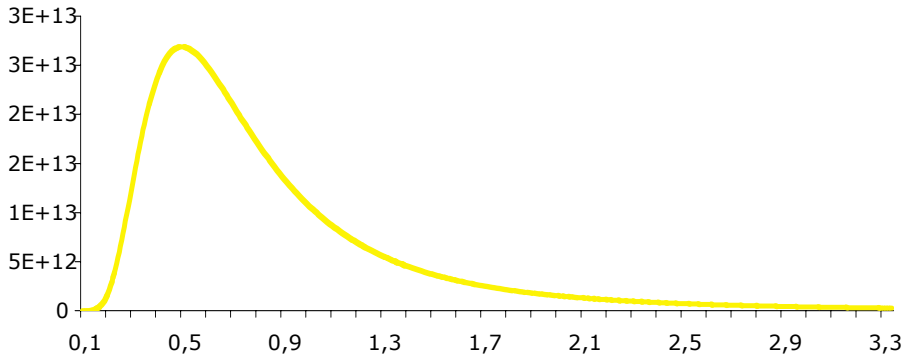



Fig.51. Espectre de radiació Solar ideal (T=5800ºK) ;I (W/m$^2$·m) vs. λ (μm). Font: Elaboració pròpia

Ara bé, la radiació solar quan entra a l'atmosfera es veu modificada :

L'atmosfera terrestre actua com a filtre, absorbint i reflexant part de l'espectre solar. Com per exemple absorbeix la radiació ultraviolada que és perjudicial per la salut humana.

L'atmosfera crea un efecte hivernacle natural, mantenint les temperatures i climes que permeten la supervivència de les diferents formes de vida a la Terra.

Com es pot veure en l'espectre d'absorció de l'atmosfera (Fig.52), tenim una sèrie de gasos, com són el diòxid de carboni, l'oxigen, l'ozó i el vapor d'aigua principalment que filtren la radiació solar. Quasi totes aquestes absorcions moleculars el que provoquen és l'emissió de radiació pròpia però en longituds d'ona més llargues.

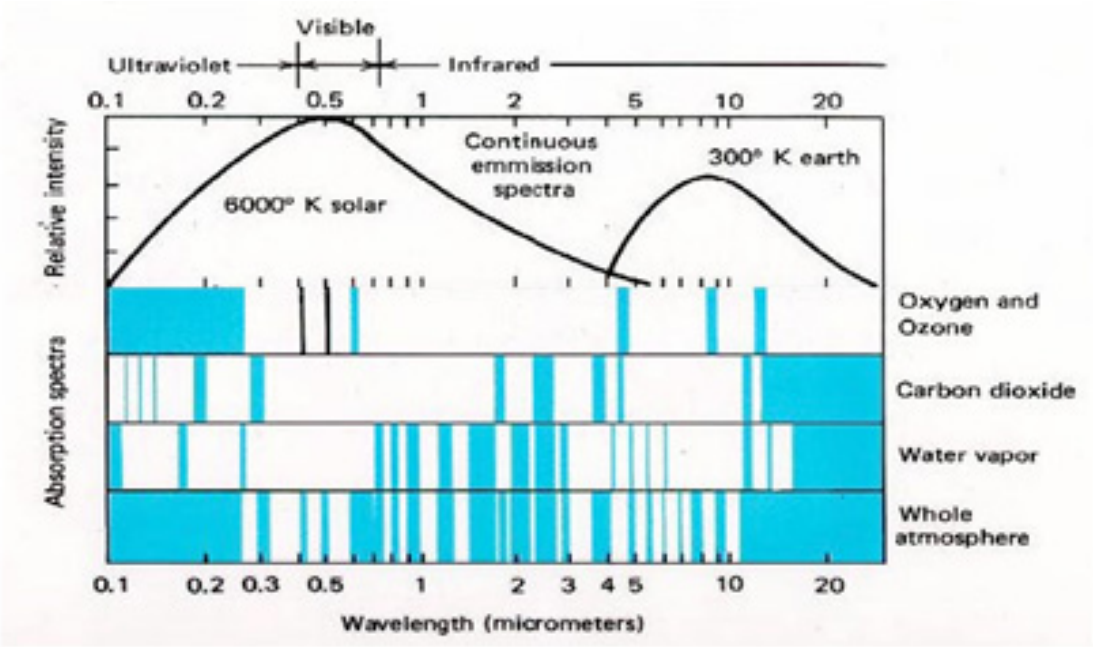



Fig.52. Espectre d'absorció de la radiació solar i terrestre a l'atmosfera. Font: http://susdesign.com/sunangle

### iii Radiació Solar directa

La radiació solar directa és la part de la radiació total que prové del Sol que ens arriba sense haver patit fenòmens com la reflexió, la dispersió i l'absorció.

El flux de radiació solar que ens arriba a la Terra, abans d'entrar a l'atmosfera és de 1367 W/m$^2$ i s'anomena constant Solar ($S_o$). Ara bé, per obtenir la radiació directe incident en una superfície horitzontal sota un cel clar, aquest flux pateix dues transformacions:

- s'ha de modificar per obtenir la component perpendicular a la superfície
- s'ha d'aplicar una atenuació deguda al pas per l'atmosfera

La radiació extraterrestre $K_o$:

$$K_o = S_o \cdot (r'/r)^2 \cdot \cos(z) \;\; ; (W/m^2) \qquad \text{eq.20}$$

on r'/r és el radi vector de la Terra on es quantifica la desviació de la distancia mitjana (r') de la Terra al Sol respecte la real (r). Aquest valor és funció del dia de l'any. Considerar que no varia al llarg d'un dia és una aproximació mínima, ja que el seu valor mai difereix més d'un 3,5 per cent de la unitat. Per trobar aquest valor, ho fem a través d'aquesta formula:

$$(r'/r)^2 = (1+0{,}033 \cdot \cos(360 \cdot n/365)) \qquad \text{eq.21}$$

on n correspon al número de dia ( 1 Gener ;n = 1 )

Per trobar el zenit [angle que es forma entre el zenit (punt sobre el cap) i la posició del Sol al

cel] el que fem és aplicar relacions de trigonometria esfèrica i es veu que depèn de la data i l'hora del dia i de la latitud del punt.

$$cos(z) = sin(lat)\cdot sin(dec)+cos(lat)\cdot cos(dec)\cdot cos(H) \qquad \text{eq.22}$$

lat : latitud del punt; dec : declinació solar; H : hora angular

La declinació solar és la latitud terrestre del punt on el Sol es troba en el zenit al migdia. (z = 0 i H = 0 (12:00h))

La variació de la declinació al llarg de l'any, segueix una funció sinusoïdal i varia entre dos màxims (+23,45º,-23,45º) que corresponen amb els solsticis d'estiu i hivern (22 de Juny i 22 de Desembre), els punts d'inflexió es donen pels equinoccis de primavera i tardor (21 de Març i 21 de Setembre ; dec=0º). Per calcular-la podem utilitzar varies formules, la que utilitzo segueix és funció del dia de l'any (n).

$$dec = 23,45\cdot sin(360(284+n)/365) \qquad \text{eq.23}$$

Pel que fa a la hora angular, es tracta de la distancia angular entre la longitud solar i el meridià del observador.

$$H = (hora - 12)(360º/24h) \qquad \text{eq.24}$$

Mirem un gràfic explicatiu dels angles que intervenen en el càlcul de la radiació incident directe:

Declinació solar

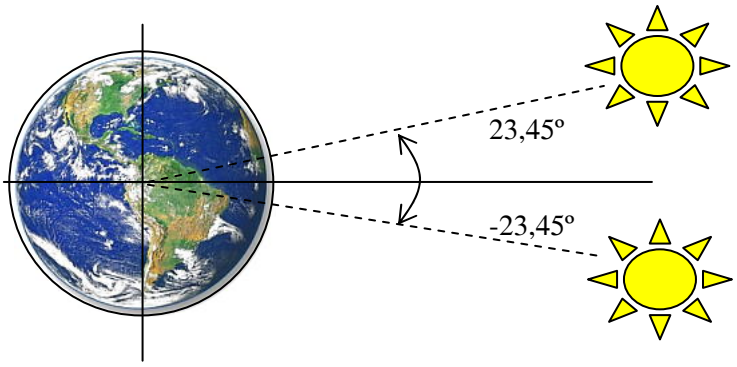



Fig.53. Variació de la declinació solar al llarg de l'any. Font: Elaboració pròpia

Zenit i Azimut solar :

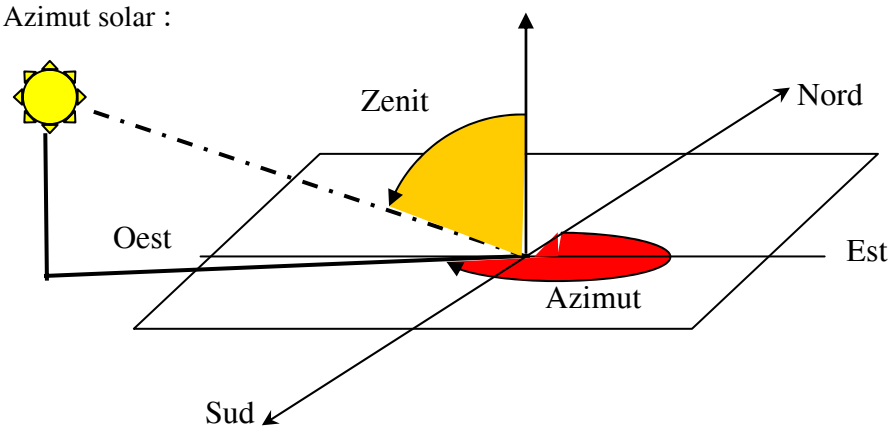



Fig.54. Zenit i azimut solar. Font: Elaboració pròpia

Un cop tenim la radiació extraterrestre, ara anem a calcular la radiació directe incident, per fer-ho afegim la atenuació deguda al pas per l'atmosfera de la radiació solar.

$$K_{dir} = K_o \cdot T^{Ma \cdot P / P_o} \quad ; [W/m^2] \qquad \text{eq.25}$$

*([27] Kondratyev, 1973)*

T : transmissivitat promig de l'atmosfera ( ≈ 0,75; muntanya)

Ma : Massa òptica d'aire o tram recorregut a l'atmosfera

$P/P_o$ : pressió relativa de l'aire

La transmissivitat es pot entendre com la transparència de l'atmosfera, la massa òptica d'aire és el camí recorregut pels rajos solars dins l'atmosfera en relació amb la longitud quan el Sol es troba en el zenit. És a dir, Ma = 1 quan tenim el Sol sobre el nostre cap ( z = 0º ) i Ma =2 quan z = 60º. Per calcular la massa d'aire que travessa la radiació utilitzem una fórmula aproximada que depèn de l'angle zenital:

$$Ma(z) = \frac{1{,}003198 \cdot \cos(z) + 0{,}101632}{\cos^2(z) + 0{,}09056 \cdot \cos(z) + 0{,}003198} \qquad \text{eq.26}$$

([28] A.T.Young, 1994)

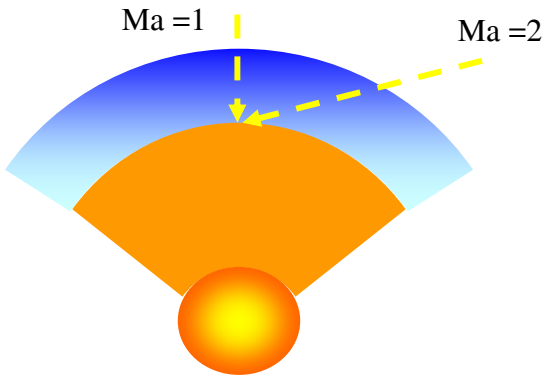



Fig.55. Esquema que mostra la massa d'aire en funció de l'angle d'incidència solar. Font: Elaboració pròpia

Com les formules que s'utilitzen per calcular la massa d'aire estan basades respecte el nivell mig del mar, incorporem el terme de la pressió relativa per fer la correcció altimètrica.

La fórmula utilitzada està basada en corbes hipsomètriques, ja que no disposem de mesures de pressió però si de temperatura. S'assumeix una variació de la temperatura en alçada constant.

$$P/P_o = exp\ (-g\cdot(\Gamma\cdot R_d)^{-1}\cdot ln\ (1+\Gamma\cdot h\cdot T_a^{-1})) \qquad \text{eq.27}$$

*([27] Kondratyev,1973)*

P : pressió de l'aire al punt (Pa)

$P_o$ : pressió de l'aire al nivell mig del mar (Pa)

g : acceleració de la gravetat ( ≈ 9,81m/s )

Γ : gradient vertical promig de temperatura ( ≈ 0,0065ºk/m )

$R_d$ : constant dels gasos per aire sec ( ≈ 287,04 J/kg·ºk )

h : altura sobre el nivell del mar del punt (m)

Ta : temperatura de l'aire al punt (K)

### iv Radiació Solar difusa

La radiació solar difusa és la part de la radiació total incident que és dispersada per les partícules atmosfèriques. Però hem d'afinar més en la seva definició, perquè a part de la dispersió dels rajos incidents, també existeix la dispersió dels rajos reflexats per la superfície terrestre. Així dividim la radiació difusa en dos components : la dispersada cap avall, directe del raig solar (scattered) i la radiació que es reflexada per la superfície del terreny i seqüencialment dispersada cap avall per l'atmosfera, retro-difusa (backscattered). Es poden donar múltiples reflexions i múltiples dispersions. La radiació backscattered és especialment important en zones nevades degut a l'alta reflectivitat de la neu.

Per calcular la radiació dispersada utilitzo un simple algoritme però amb base física proposat inicialment per Fritz ([29] List, 1966). Ell constata que (1) la quantitat total de radiació dispersada del raig solar pot expressar-se com la diferencia entre un fictici flux radiatiu, subjecte sols a una absorció atmosfèrica, i el raig directe subjecte a l'absorció i la dispersió, i (2) que la meitat del resultat es dispersat cap avall, en direcció a la superfície terrestre. Aquest ultima assumpció es sols correcte en una atmosfera seca i neta (sense partícules de pols ni vapor d'aigua). La fracció proposada de radiació dispersada s'incrementa amb els aerosols i disminueix amb el zenit. Però sabem que en general la radiació difusa augmenta amb el zenit, ja que s'incrementa la dispersió amb l'augment de recorregut atmosfèric.

Robinson ([30] 1966) introdueix un factor de correcció empíric que te en compte la dependència amb l'angle zenital. Temps & Coulson ([31] 1977) proposen un factor addicional per corregir la brillantor del cel al voltant del sol. Finalment s'obté la següent fórmula:

$$K_{sct} = Cz \cdot Cs \cdot (K_o(1-A_w(M_w;w)-A_o(M_o;O_3))-K_{dir}) \qquad \text{eq.28}$$

*([32] S.Fritz,1951; modificada)*

$Cz = 0,5 \cdot cos^{1/3}(z)$ ; *[30] Robinson,1966*

$Cs = 1 + cos^2(z) \cdot sin^3(z)$ ; *[31] Temps & Coulson,1977*

$K_{sct}$ : Radiació dispersada cap avall del raig directe sota cel clar ($W/m^2$)

Cz : Fracció de radiació dispersada que arriba al terra

Cs : Correcció per la brillantor del cel al voltant del Sol

Ko . Radiació extraterrestre ($W/m^2$)

Aw : Fracció de la radiació absorbida pel vapor d'aigua

Mw : Gruix relatiu de vapor d'aigua

w : Contingut en vapor d'aigua al zenit ($kg/m^2$)

Ao : Fracció de radiació absorbida per l'ozó

Mo : Tram recorregut relatiu per l'Ozó

$O_3$ : Contingut en ozó per tram normal

z : Zenit solar

$Log(Aw) = - 1,6754 + 0,5149 \cdot log(Mw \cdot w) - 0,0345 \cdot log^2(Mw \cdot w)$ ; *([33] Wang, 1976)*

$Mw = 1 / (cos(z) + 0.0548 \cdot (92.65 - z)^{(-1.452)})$ ; *([34] Kasten, 1966)*

$w = 0.622 \cdot Pa / (kw \cdot Rd * T)$ ; *([13] Uijlenhoet,1990)*

Pa : pressió de vapor de l'aire (Pa)

Kw : coeficient de decreixement de la densitat del vapor d'aigua ($4'4 \cdot 10^{-4}\ m^{-1}$)

Rd : constant dels gasos per aire sec (287'04 J/kgK)

Llavors tenim que l'absortivitat del vapor d'aigua depèn de la pressió de vapor d'aigua, de la temperatura de l'aire i del zenit.

Pel cas de l'absortivitat de l'Ozó, tenim que depèn del dia de l'any (D), del zenit (z), de la latitud (lat) i de la longitud (lon) del punt.

$Ao = Ao(visible; Mo,O_3) + Ao(ultraviolat; Mo,O_3)$ ; *([35] Lacis & Hansen, 1974)*

$Mo = 35\ (1224 \cdot cos^2(z)+1)^{(-1/2)}$ ; *([36] Rodgers, 1967)*

$O_3 = 0{,}0035+\sin^2(1{,}28\cdot lat)\cdot(0{,}0015+0{,}0004\cdot\sin(0{,}0172\cdot(D-30))-0{,}0002\cdot\sin(3\cdot lon))$

*([37] Van Heuklon, 1979)*

Per més informació i un desenvolupament més detallat de totes aquestes formules es pot mirar la tesina de R.Uijlenhoet ([13] Uijlenhoet, 1990).

La fracció que ens falta de la radiació difusa és el resultat d'una sèrie infinita convergent de múltiples refleccions entre la superfície terrestre i l'atmosfera ([38] Dozier, 1980). Llavors tenim que la radiació re-dispersada és funció de la radiació directe i de la dispersada cada una d'elles multiplicada per la seva reflectivitat i ambdues multiplicades per la reflectivitat del cel. Considerant que els albedos per la radiació difusa I la directe són molt semblants, es pot aproximar l'equació per una de més senzilla.

$$K_{bsct}=(a_{dir}\cdot K_{dir}+a_{dif}\cdot K_{dif})\cdot a_{sky}\approx(K_{dir}+K_{sct})/((a\cdot a_{sky})^{-1}-1) \qquad \text{eq.29}$$

Kbsct : Radiació re-dispersada (backscattered)

$a_{dir}$ = reflectivitat superficial per la radiació directe

Kdir : radiació directe

$a_{dif}$ : reflectivitat superficial per la radiació difusa

$a_{sky}$ : reflectivitat efectiva del cel

Ksct : radiació dispersada del raig directe

Kdif : Ksct +Kbsct

$a$ : albedo superficial

El terme de l'albedo efectiu del cel, pot expressar-se segons Hay & Davies ([39], 1978) com un promig ponderat entre l'albedo efectiu d'un cel tapat i la d'un cel clar, fent servir com a pes la fracció de núvols ($m_c$)

:

$$a_{sky} = m_c\cdot a_c+(1-m_c)\cdot a_o \qquad \text{eq.30}$$

*([39] Hay & Davies,1978)*

$a_{sky}$ : albedo efectiu del cel

$a_c$ : albedo per cel tapat ( $\approx 0{,}5$ )

$a_o$ : albedo per cel clar ( $\approx 0{,}15$ )

$m_c$ : fracció promig de nuvolositat

### v Radiació global i neta

Mentre la reflecció del terreny adjacent no juga cap paper en el balanç radiatiu en un punt d'una superfície horitzontal, el flux radiatiu total d'ona curta rebut per unitat d'àrea (radiació global) és la suma de la insolació directe i la radiació difusa.

$$K\downarrow_o = K_{diro} + K_{scto} + K_{bscto} \qquad \text{eq.31}$$

El subíndex o indica que ens trobem en condicions de cel clar. Per corregir els efectes de la nuvolositat en la radiació directe i la dispersada no disposem de expressions senzilles ni directes, com si és el cas de la radiació re-dispersada (albedo efectiu del cel). Però si existeixen relacions empíriques per corregir la radiació global. Trobem la següent expressió, que correspon amb l'índex de cel clar :

$$\frac{K\downarrow}{K\downarrow_o} = 1 - (c_1 + c_2 \cdot m_c) \cdot m_c \qquad \text{eq.32}$$

*([27] Kondratyev, 1973)*

K↓ : radiació global

$K\downarrow_o$ : radiació global sota cel clar

c1,c2 : coeficients empírics ( ≈ 0'39, 0'38 )

$m_c$ : factor de nuvolositat ( Ratio de la suma dels angles sòlids formats pels núvols amb l'angle sòlid del cel enter)

Un cop tenim la radiació global en funció de la fracció de núvols llavors podem trobar la radiació directe i la difusa a partir de relacions empíriques entre els següents ratios (Kdif/K↓) i $K_T = (K\downarrow/K_o)$ que corresponen amb la fracció difusa i l'índex de claretat del cel ([40] Liu & Jordan, 1960).

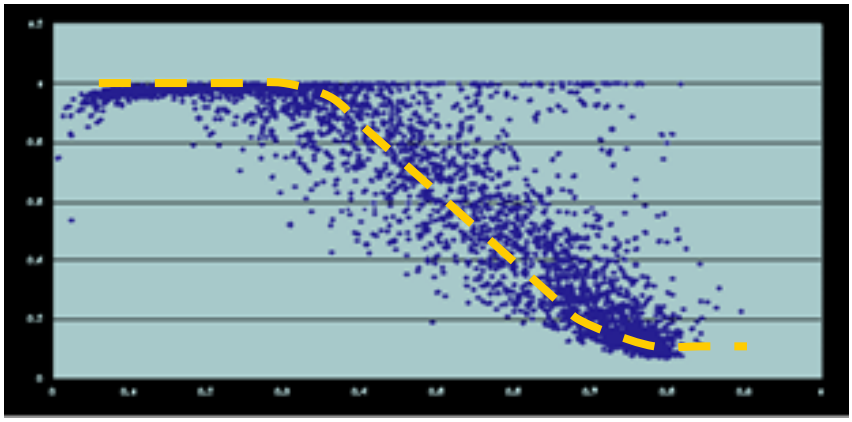


Fig.56. Relació entre la fracció difusa [Kdif / K↓] (ordenades) i l'índex de claredat del cel [K↓ / $K_o$] (abscisses).

Font: http://www.squ1.com

Com es pot observar en la Fig.56 quan tenim un índex de claredat elevat (x↑), la radiació difusa és molt petita.

El sistema doncs funciona de la següent manera: a partir del factor de nuvolositat trobem la radiació global K↓ i a partir d'aquesta calculem l'índex de claredat $K_T$ . Fent servir correlacions trobarem la fracció difusa Kdif / K↓, és a dir tindrem la radiació difusa multiplicant el valor per la radiació global. Llavors restem la difusa de la global i obtenim la directa. Tot seguit amb el factor de nuvolositat calculem l'albedo efectiu del cel i amb ell la radiació retro-dispersada, que la restarem de la difusa per trobar la radiació dispersada. Al final de tot calculo la radiació solar neta que és el producte entre la radiació global i l'absortivitat del sòl :

$$K_N = (1-a)\cdot K\downarrow \qquad \text{eq.33}$$

### vi Radiació Terrestre:

La radiació terrestre també s'anomena tèrmica o de longitud d'ona llarga. Es subdivideix en dues parts principals, l'emesa per l'atmosfera i l'emesa per la superfície terrestre. El Sol també contribueix en la quantitat de radiació d'ona llarga, però es desprecia ja que representa menys d'un 1% de l'Energia Solar rebuda just fora l'atmosfera, i encara es redueix molt més degut a l'absorció atmosfèrica. Per això és raonable tractar per separat la radiació tèrmica de la solar. La radiació tèrmica està associada a l'emissió i absorció, però no a la dispersió, ja que no es dóna per longituds d'ona superiors a les 4 micres. Recordem que l'espectre terrestre està comprès en un rang de 0,5 a 30 micres amb la longitud d'ona pic a 10 micres (Fig.58). Això fa que sigui molt més simple de modelar que no pas la radiació solar. A més a més, la radiació tèrmica infraroja no té la dependència diària, estacional i latitudinal amb el zenit solar que té la radiació solar.

Els tres majors components que afecten la radiació tèrmica a l'atmosfera són el vapor d'aigua a la troposfera i el diòxid de carboni i l'ozó a l'estratosfera (Fig.57). La majoria de la radiació s'origina ens els primers centenars de metres de l'atmosfera. L'atmosfera actua doncs com un gas actiu, absorbint i emeten radiació quan els àtoms i les molècules tenen transicions entre nivells d'energia fixats. Segons la llei de Kirchhoff, la banda a què emet un gas és també la banda en què absorbeix. És a dir aquests gasos absorbeixen sols uns rangs de freqüències i emeten en conseqüència. I donen com a resultat espectres discrets de radiació (línies i bandes espectrals). Per altre banda, la superfície terrestre es comporta com un cos negre en la regió de longitud d'ona llargues. Generant un espectre continu.

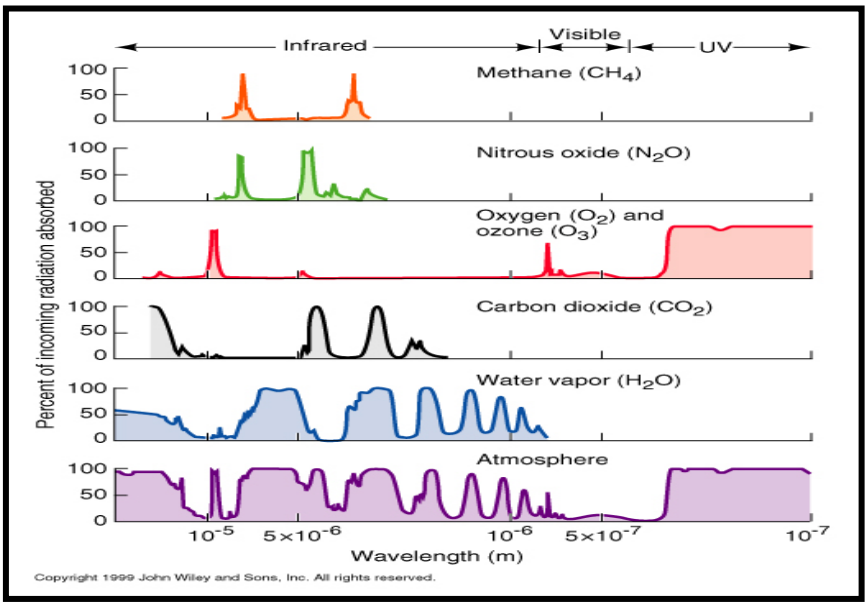



Fig.57. Espectre d'absorció de l'atmosfera i dels gasos que la componen. Font: John Wiley & Sons

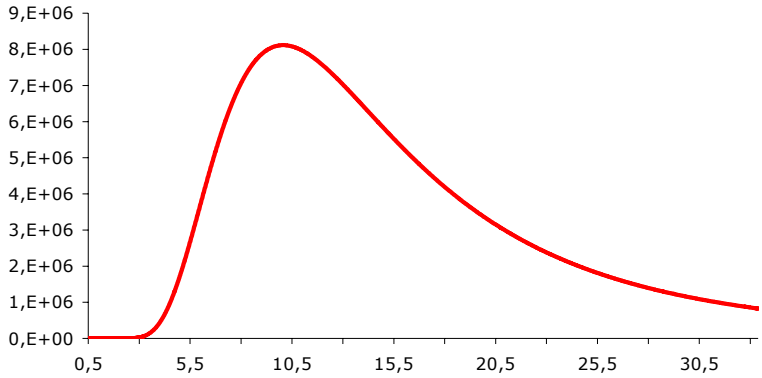



Fig.58. Espectre radiatiu ideal de la superfície terrestre (T=15ºC). Intensitat ($W/m^2 \cdot m$) versus longitud d'ona: $\lambda$ ($\mu m$). Font: Elaboració pròpia

### vii Radiació superficial

A partir de la llei de Planck tenim que la intensitat de l'emissió monocromàtica d'un cos negre és funció de la longitud d'ona de la radiació emessa i de la temperatura del cos. Integrant aquesta expressió sobre totes les longituds d'ona i sobre els angles sòlids trobem la llei de Stefan-Boltzmann, que ens diu que la densitat de flux radiatiu d'un cos negre es proporcional a la quarta potència de a seva temperatura absoluta. Per expressar l'emissió d'un cos real ho fem com si fos un cos negre a la mateixa temperatura però multiplicat per un factor de proporcionalitat anomenat emissivitat del cos. Pot ser interpretat com el ratio entre la radiació real i la potencial. Llavors tenim que l'emissió en un punt de la superficie de la Terra es pot

expressar com:

$$L_{sfc} = e \cdot \sigma \cdot T_s^{\ 4} \qquad \text{eq.34}$$

$L_{sf}$ : Radiació superficial (W/m$^2$)

e : Emissivitat de la superfície ( 0'95 )

$\sigma$ : Constant de Boltzmann ( 5'6697·10$^{-8}$ W/m$^2$K$^4$)

$T_S$ : Temperatura superficial (K)

### viii Radiació atmosfèrica

Com l'atmosfera es un emissor selectiu, amb un espectre no continu, és molt difícil d'escriure la seva radiació analíticament. El que es fa és intentar establir unes relacions semi-empíriques entre la emissió real atmosfèrica i la d'un cos negre a la temperatura de l'aire. Existeixen expressions en què l'emissivitat efectiva es relaciona amb la temperatura de l'aire i la pressió de vapor.

$$\varepsilon_{sky} = 0{,}642 \cdot (P_a / T_a)^{1/7} \qquad \text{eq.35}$$

*([41] Brutsaert,1975)*

Llavors aplicant la fórmula d'Stefan-Boltzmann per la radiació d'un cos negre modificada per l'emissivitat efectiva del cel tenim:

$$L_{sky} = \varepsilon_{sky} \cdot \sigma \cdot T_a^{\ 4} \qquad \text{eq.36}$$

$\varepsilon_{sky}$ : emissivitat efectiva de l'atmosfera

$\sigma$ : constant de Boltzmann

$T_a$ : temperatura de l'aire

$P_a$ : pressió de vapor de l'aire

### ix Radiació tèrmica neta

Com a resultat de la llei de Kirchhoff, la fracció de radiació incident tèrmica que és absorvida per una superfície és igual a la seva emissivitat. Llavors la radiació d'ona llarga neta en una superfície horitzontal es pot escriure com segueix:

$$L_N = e \cdot L_{sky} - L_{sfc} \qquad \text{eq.37}$$

Sota condicions de nuvolositat la radiació atmosfèrica augmenta, principalment per l'increment

en el contingut en vapor d'aigua. Un ajust apropiat a aquest efecte s'aconsegueix incrementant l'emissivitat atmosfèrica efectiva. Utilitzarem una expressió empírica quadràtica que s'ajusta bastant a les observacions ([42] Geiger, 1959; [41] Brutsaert, 1982). Es tracta de la relació entre la emissivitat real i l'emissivitat per un dia de cel clar, i depèn de la nuvolositat al quadrat.

$$\varepsilon_{sky} / \varepsilon_{skyo} = 1 + c_3 \cdot m_c^2 \qquad \text{eq.38}$$

on $c_3$ és un coeficient empíric que depèn del tipus de núvol, però que agafem un valor promig constant i igual a 0,22.

## x Model de radiació

A partir d'aquestes fórmules que ens permeten calcular les diferents components que intervenen en el balanç de radiació d'ona curta i llarga, crearem un model per simular dia a dia, hora a hora la radiació neta potencial que tindrem en un punt. Per això anomenarem el model com PRM (Model de Radiació Puntual- *Point Radiation Model*).

El model és simple en el sentit en què són necessàries poques dades d'entrada i s'assumeixen unes quantes qüestions.

- Les assumpcions que s'han pres per poder utilitzar les equacions, algunes teòriques, d'altres empíriques per arribar a modelar la radiació neta són:
- El solapament entre la regió del espectre electromagnètic de la radiació emesa pel Sol i la emesa pel sistema Terra-atmosfera és negligible i es pot tractar per separat.
- La dispersió (*scattering*) de la radiació electromagnètica sols afecta la regió de les longituds d'ona curtes de l'espectre, és a dir la radiació tèrmica sols s'associa amb absorció i emissió.
- Considerem únicament el vapor d'aigua i l'ozó com els únics constituents de l'atmosfera que absorbeixen radiació solar, és a dir es considera negligible l'absorció pels altres gasos i pels aerosols.
- El vapor d'aigua i el diòxid de carboni són els únics constituents que absorbeixen i emeten radiació d'ona llarga.
- La radiació solar és atenuada exponencialment amb un coeficient d'extinció constant ($\tau$ : profunditat òptica)
- El gradient vertical de temperatura a l'atmosfera té un decaïment constant amb l'alçada igual a un ratio estàndard.
- Els perfils verticals de pressió de vapor d'aigua, pressió de l'aire i densitat de l'atmosfera segueixen una funció exponencial decreixent amb l'alçada.

- Existeix una relació empírica invariant amb el temps i l'espai entre la fracció difusa i l'índex de claredat del cel.
- La dependència azimutal de la radiació difusa és negligible.
- L'atmosfera actua com un medi dispersador isòtrop.
- La radiació neta es la component dominant en el balanç energètic en un punt de muntanya nevat.
- La superfície terrestre actua com un reflector perfecte difús, és a dir la reflecció especular de la radiació directe o difusa resultant del relleu del terreny s'ignoren.
- Els possibles efectes de difracció i refracció en la superfície terrestre es consideren negligibles.
- Els rajos de la radiació directe que arriba a la superfície terrestre es consideren paral·lels, és a dir la distancia Terra-Sol es considera infinita.
- La posició aparent del Sol quan és observat des de la Terra és igual a la posició real del Sol relativa al centre de la Terra, és a dir la refracció de les ones electromagnètiques és consideren negligibles.