

## Capitolo 3

# La radiazione

---

### 3.1 RADIAZIONE SOLARE

La Terra ruota intorno al Sole descrivendo un'orbita ellittica con un semiasse maggiore di circa 150 milioni di km ed una eccentricità di 0.967 e dal Sole riceve la radiazione che è la fonte di energia primaria per tutto l'ecosistema. Infatti l'energia solare, captata dai vegetali attraverso la fotosintesi clorofilliana, fluisce lungo le catene alimentari garantendo la sopravvivenza alla grandissima maggioranza dei viventi.

La radiazione solare rappresenta inoltre la sorgente di energia alla base dei movimenti atmosferici, da quelli delle grandi aree cicloniche ed anticicloniche, con dimensioni di migliaia di chilometri, a quelli delle strutture più piccole come i mulinelli che sollevano le foglie secche in una giornata ventosa d'autunno.

### 3.2 La radiazione e la posizione del Sole

La collocazione alle medie latitudini dell'area europea fa sì che la radiazione presenti un massimo molto pronunciato al solstizio estivo ed un minimo altrettanto pronunciato al solstizio invernale (tabella 3.1).

*Tabella 3.1 – ore della levata, del tramonto e del mezzogiorno solare locale ai solstizi e agli equinozi per una località a 45° di latitudine Nord ed a 8° di longitudine.*

Solstizio invernale (21 dicembre)		Solstizio estivo (21 giugno)		Equinozi (20 marzo e 21 settembre)	
levata	8.03	levata	4.35	levata	6.27
mezzogiorno solare locale	12.40	mezzogiorno solare locale	12.45	mezzogiorno solare locale	12.55
tramonto	16.44	tramonto	20.19	tramonto	18.39

Più in particolare, se esprimiamo l'energia solare in milioni di Joule (MegaJoule o MJ) possiamo osservare che, mentre la quantità di energia che giunge al di fuori dell'atmosfera è di circa 3530 MJ/m<sup>2</sup> al mese ed è grossomodo costante in tutti i periodi dell'anno, la quantità di energia che giunge al suolo alle medie latitudini nei diversi periodi dell'anno è variabile. In proposito possono essere interessanti i valori medi mensili di radiazione solare globale e di soleggiamento medio (ore di sole medie mensili) riportati nella tabella 3.2.

Tabella 3.2 – totali mensili di soleggiamento e radiazione solare (valori medi per la pianura padana)

	gen	feb	mar	apr	mag	giu	lug	ago	set	ott	nov	dic	anno
Soleggiamento (ore di sole)	56	90	152	176	219	233	280	252	187	127	56	41	1869
Radiazione globale (MJ/m <sup>2</sup> )	99	180	297	393	484	504	547	492	357	211	98	83	3746

I valori indicati sono ovviamente medie riferite ad aree pianeggianti, per le quali cioè non sussistono ostacoli orografici che impediscono la visione del sole nel corso del giorno. Per le

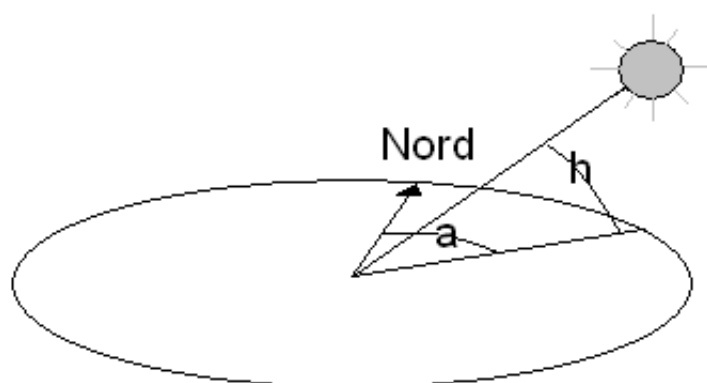


Figura 3.1 – Altezza (angolo verticale  $h$ ) e azimut (angolo orizzontale  $a$ ).

aree montane occorrerà dunque decurtare tali quantità tenendo conto del cosiddetto orizzonte apparente, imposto dai profili delle montagne. Un caso simile si verifica per le aree urbane ove l'orizzonte apparente è dato dai profili degli edifici o per radure all'interno di aree boscate ove l'orizzonte apparente è costituito dai profili degli alberi circostanti.

Ciò spiega perché in agrometeorologia è importante conoscere la posizione del Sole in

un certo istante e rispetto ad un certo punto posto sulla superficie terrestre. La localizzazione di un oggetto nel cielo è possibile quando se ne conoscano l'altezza e l'azimut (figura 3.1) che sono due grandezze del sistema di riferimento orizzontale, per ricavare le quale è tuttavia preventivamente necessario ricavare la declinazione e l'angolo orario, che sono grandezze fondamentali del sistema equatoriale<sup>1</sup>.

L'altezza  $h$  rappresenta la distanza angolare fra l'astro e l'orizzonte dell'osservatore. Alla latitudine di 45° il suo valore massimo (corrispondente al mezzogiorno "vero") oscilla da 20.8° al solstizio invernale a 67.7° al solstizio estivo.

L'azimut  $a$  rappresenta invece l'angolo orizzontale fra il meridiano dell'osservatore e la congiungente osservatore - astro.

Si noti che l'azimut viene espresso attribuendo il valore di 0° all'angolo corrispondente al Nord e valori via via crescenti in senso orario fino a 360°. Avremo dunque 90° per l'Est, 180° per il Sud e 270° per l'Ovest.

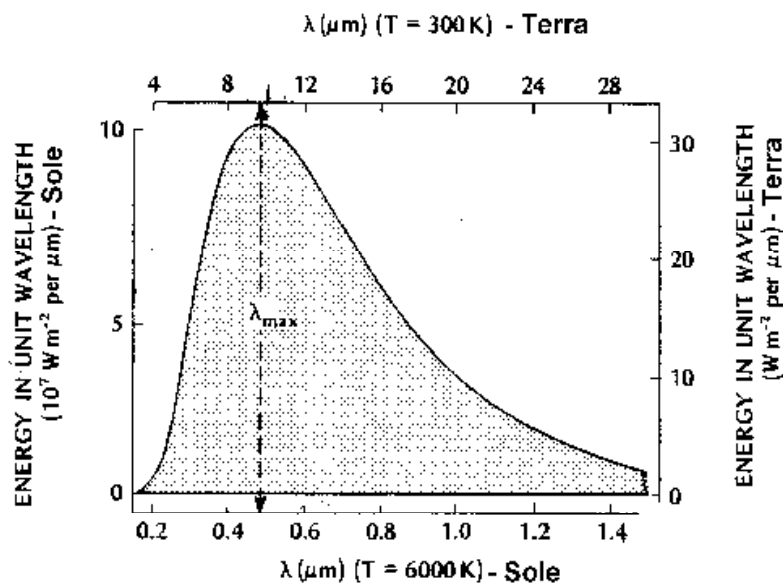
### 3.3 Le leggi della radiazione

Ogni corpo con temperatura superiore allo 0 assoluto emette pacchetti di energia (quanti o fotoni) in forma di onde elettromagnetiche.

Nel 1898 Plank formulò la legge fondamentale dell'irraggiamento la quale descrive l'emissione di un corpo lungo lo spettro elettromagnetico in funzione della sua temperatura assoluta. Illustrare la legge di Plank esula dagli scopi di questo testo, per cui ci limiteremo a presentare lo spettro del Sole e della Terra calcolato in base a tale legge (figura 3.2).

<sup>1</sup> In astronomia si fa ricorso a diversi sistemi di riferimento. Ognuno di essi necessita di un punto fisso (in genere la posizione dell'osservatore) e di un cerchio fondamentale. In questa trattazione ci riferiamo a due sistemi: il sistema equatoriale e il sistema orizzontale. Nel sistema equatoriale il cerchio fondamentale è costituito dall'equatore celeste e cioè dalla proiezione sulla sfera celeste del piano dell'eclittica (piano orbitale del Sole). Nel sistema orizzontale il cerchio fondamentale è costituito dall'orizzonte dell'osservatore.

Figura 3.2 – spettro di emissione del Sole e della Terra calcolati in base alla legge di Planck.



Dalla legge di Planck è possibile derivare due leggi molto importanti per i nostri scopi.

Anzitutto la **legge di Stefan-Boltzmann** esprime l'emissione di energia di un corpo in funzione della sua temperatura assoluta.

$$E = e \cdot \sigma \cdot T^4$$

dove  $\epsilon$  = emissività

$\sigma$  = costante pari a  $8.2 \cdot 10^{-11}$  Cal \* cm<sup>-2</sup> \* min<sup>-1</sup> \* °K<sup>-4</sup> ovvero a  $5.7 \cdot 10^{-8}$  W \* m<sup>-2</sup> \* °K<sup>-4</sup>

L'emissività rende conto del fatto che non siamo di fronte ad un corpo nero ( $\epsilon=1$ ). Nel caso dell'atmosfera nel suo

complesso (colonna d'aria) l'emissività varia ad esempio in funzione della copertura nuvolosa o degli aerosol presenti nella colonna d'aria considerata. Un valore medio planetario di 0.9 per l'intera colonna d'aria è stato ad esempio adottato da Herman et al. (1976) per modellare

l'effetto dell'inquinamento stratosferico sul bilancio radiativo planetario. Inoltre l'emissività alla temperatura di 20°C vale 0.86 per l'acqua, 0.92 per il ghiaccio, 0.99 per la neve, 0.96 per la vegetazione e 0.97 per il terreno nudo.

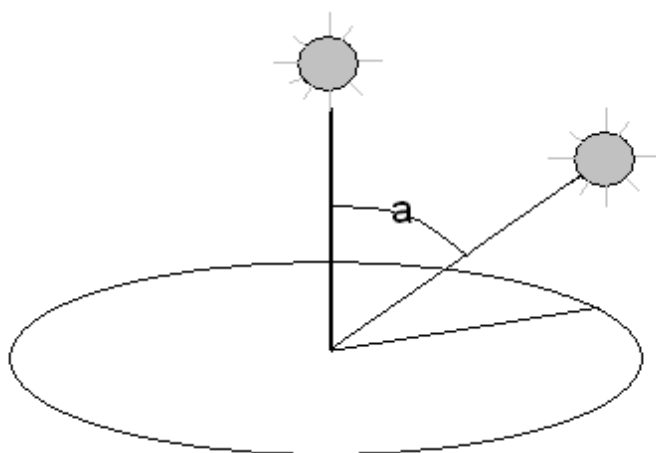


Figura 3.3 – La legge del coseno.

La **legge di Wien** esprime invece la lunghezza d'onda di massima emissione  $\lambda$  (max) di un corpo in funzione della propria temperatura assoluta.

$$\lambda \text{ (max)} = 2895/T$$

L'assorbimento della radiazione da parte di una superficie è invece espressa dalla **legge del coseno**, la quale afferma che l'intensità di radiazione che raggiunge una superficie comunque inclinata rispetto ai raggi è data dall'equazione:

$$I = I_0 \cdot \cos \alpha$$

Ove  $I_0$  è l'intensità massima riscontrata nel caso di raggi perpendicolari alla superficie e l'angolo  $\alpha$ , compreso fra i raggi e la linea perpendicolare alla superficie, è detto angolo di incidenza (figura 3.3). Dalla legge del coseno derivano importanti conseguenze pratiche quali ad esempio

la maggiore mitezza dei versanti volti a mezzogiorno, fenomeno questo che è evidenziato ad esempio dal precoce scioglimento delle nevi. Molto più in piccolo lo stesso fenomeno si osserva nel caso di terreni arati, con la superficie delle zolle esposta a sud che presenta una temperatura più elevata.

### 3.4 Le grandezze radiometriche

In tabella 3.3 sono riassunte le principali unità di misura radiometriche espresse secondo il Sistema Internazionale.

Tuttavia le unità di misura del Sistema Internazionale sono spesso surrogate da quelle fotometriche, unità arbitrarie originariamente scelte per comodità di misura e che tuttora persistono nell'uso comune.

Tabella 3.3 – unità di misura radiometriche rese nei due sistemi radiometrico (a) e fotometrico (b).

Grandezza	Sistema radiometrico
Energia	Joule (J) (+)
Flusso	$J \cdot s^{-1} = \text{Watt (W)}$
Densità di flusso	$J \cdot s^{-1} \cdot m^{-2} = W \cdot m^{-2}$
Densità di flusso integrata sul tempo	$W \cdot m^{-2} \cdot s = J \cdot m^{-2} (*)$

(\*) più spesso per ragioni di praticità si impiega il MJ (pari a 1.000.000 di J)

Grandezza	Sistema fotometrico
Intensità luminosa	candela (Cd)(**)
Flusso luminoso	$cd \cdot sr = \text{Lumen (lm)} (***)$
Illuminamento	$lm / m^2 = \text{lux} (****)$

(+) 1 piccola caloria (quantità di energia necessaria per aumentare di 1°C la temperatura di 1 g di acqua distillata a temperatura di 20°C) corrisponde a 4.198 J

(\*\*) 1 candela = intensità luminosa di una superficie di 1/600.000 di m<sup>2</sup> del corpo nero alla temperatura di solidificazione del Platino (1769°C), emessa in direzione perpendicolare alla superficie stessa in condizioni di pressione standard di 1013.25 hPa.

(\*\*\*) sr = steradiano (1 steradiano è l'angolo solido che avendo per vertice il centro della sfera di raggio r ne delimita sulla superficie una superficie sferica A con area pari a r<sup>2</sup>

(\*\*\*\*) 1 lux = illuminamento dato da una sorgente di 1 candela su una superficie di 1 m<sup>2</sup> perpendicolare ai raggi luminosi posta a 1 m di distanza. Se la superficie considerata è 1 piede<sup>2</sup> anziché 1 m<sup>2</sup> avremo 1 foot candle (piede – candela) e, poiché 1 piede<sup>2</sup> è pari a circa 1/10 di m<sup>2</sup>, 1 lux sarà pari a circa 0.1 piedi candela.

Le grandezze radiometriche di maggior interesse agrometeorologico sono qui di seguito elencate.

**Eliafania:** l'eliafania rappresenta le ore d'insolazione reali (n) mentre l'**eliafania relativa** è data dal rapporto n/N, ove N rappresenta le ore di sole teoriche (valutate su base astronomica). L'eliafania può essere misurata con l'eliofanografo di Campbell-Stokes che è costituito da una lente convergente di forma sferica che concentra i raggi solari su di una apposita carta diagrammata causandone l'abbruciamento.

**Radiazione solare globale (Rg):** rappresenta la radiazione solare nel visibile e nell'infrarosso vicino. Viene misurata per mezzo del solarimetro (detto anche piranometro), strumento atto a misurare la radiazione nel range 0.3-3 micron (visibile e infrarosso vicino).

**Radiazione solare diretta (Rd):** è la quota di radiazione solare che proviene direttamente dal disco del sole.

**Radiazione solare diffusa (Rd):** è la quota di radiazione solare diffusa dall'atmosfera terrestre. Per ottenere la componente diffusa della radiazione globale si fa uso di 1 solarimetro dotato di

una apposita fascia (shadow band) che impedisce che l'esposizione dello strumento ai raggi diretti del sole.

**Albedo (A):** rappresenta la frazione di energia solare riflessa da una particolare superficie. Viene misurato per mezzo di 2 solarimetri di cui uno, rivolto verso l'alto misura la radiazione globale ( $R_g$ ) e l'altro, rivolto verso il basso, misura la radiazione riflessa ( $R_r$ ). L'albedo corrisponde al rapporto  $R_r/R_g$ .

**Radiazione netta ( $R_n$ ):** rappresenta il bilancio fra i flussi di radiazione nel range 0.3-100 micron, che comprende sia l'emissione infrarossa terrestre che l'energia solare in arrivo nel visibile e nell'IR vicino.  $R_n$  viene misurata per mezzo del net-radiometro, strumento dotato di 2 cupolette di materiale plastico che consente l'accesso allo strumento alla radiazione compresa nel range 0.3-100 micron.

**Radiazione fotosinteticamente attiva (PAR):** è la radiazione compresa nell'intervallo 0.38-0.76 micron. Viene misurata utilizzando 2 solarimetri di cui 1 normale (range 0.3-3 micron) e l'altro con cupoletta dotata di un apposito filtro trasparente oltre gli 0.7 micron. La PAR viene ottenuta per differenza fra le 2 letture.

Le unità radiometriche ( $J$ ,  $W$ ,  $W \cdot m^{-2}$ ) applicate alla radiazione solare esprimono in modo coerente l'energia ricevuta in un certo luogo. Al contrario le unità fotometriche sono connesse alla percezione della luce da parte dell'occhio umano e pertanto il loro utilizzo per descrivere l'energia ricevuta per il processo fotosintetico è quantomeno discutibile (l'occhio umano ha un massimo di sensibilità a 0.55 micron – figura 3.4, al di fuori del quale la sua sensibilità decade rapidamente, mentre le clorofille hanno i loro massimi di assorbimento su bande complementari – figura 3.5).

Figura 3.4 – spettro di sensibilità dell'occhio umano

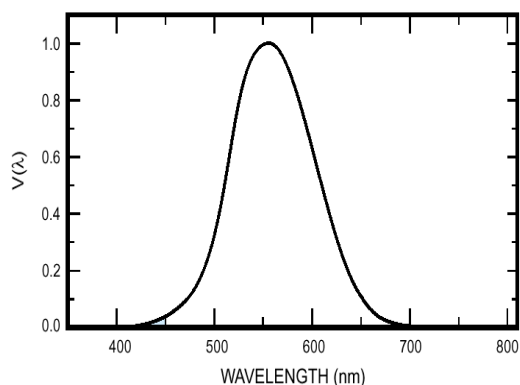
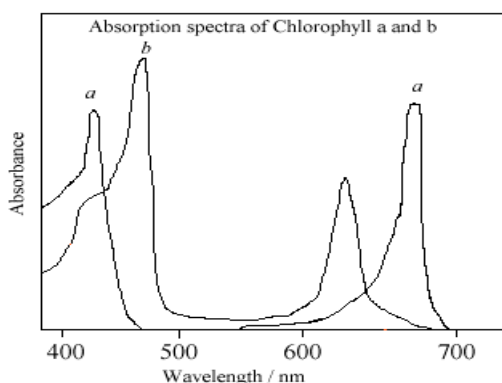


Figura 3.5 – spettro di assorbimento delle clorofille a e b.



Tuttavia il basso costo dei fotometri ha fatto sì che tali strumenti abbiano avuto vasta diffusione in agricoltura e che siano stati impiegati non solo in sede operativa ma anche per attività sperimentali. Da ciò l'utilità di disporre della seguente equazione, che consente la conversione approssimata fra le unità di misura impiegate nei due sistemi:

$$y = 128.36 * x$$

ove  $x$  è il valore in  $W/m^2$  ed  $y$  è il corrispondente valore in lux. Tale equazione è stata ricavata sovrapponendo lo spettro della radiazione solare al suolo allo spettro di sensibilità dell'occhio umano.

Un'altra conversione che è frequente dover applicare è quella per passare da calorie e watt in quanto le calorie sono spesso riportate, in particolare specie in pubblicazioni precedenti gli anni '90. Ad esempio per passare da  $watt / m^2$  a  $cal/cm^2$  conviene dapprima passare convertire i  $watt / m^2$  in Joule moltiplicando per il tempo in secondi (es: una radiazione globale media oraria di  $1 watt/m^2$

corrisponde a 3600 Joule) e poi dividere per 4.1868 per passare da Joule / m<sup>2</sup> a calorie / m<sup>2</sup>, dividendo infine per 10000 per ottenere le cal / cm<sup>2</sup>.

Un altro quesito a cui può essere importante rispondere è quello relativo alla conversione della radiazione giornaliera [MJ/m<sup>2</sup>] in millimetri d'acqua evaporata. In questo caso si deve partire dal fatto che 1 mm corrisponde a 1 litro e cioè a 1000 g / m<sup>2</sup>. Poiché il processo di evaporazione di 1 g di H<sub>2</sub>O assorbe 2470 J, 1.000.000 di Joule evaporeranno  $1.000.000 \text{ J} * \text{m}^{-2} / 2470 \text{ J} * \text{g}^{-1} = 404.8 \text{ g} * \text{m}^{-2} = 0.4048 \text{ mm}$ .

Le unità di misura radiometriche e fotometriche furono definite nell'ambito della fisica classica. Con la teoria quantistica si è evidenziato che la radiazione elettromagnetica presenta una struttura "granulare"; in quanto il trasferimento energetico avviene in unità discrete (quanti) che nel caso della luce sono detti fotoni.

Da tale teoria prendono origine nuovi strumenti di misura (i quantum – meters) che sono in grado di misurare il numero di fotoni che raggiungono una determinata superficie. Come unità di misura si è adottato l'Einstein, valendo la seguente relazione:

1 Einstein = 1 mole di fotoni (pari, come noto, a  $6.02 * 10^{23}$  fotoni)

Per la conversione da densità di flusso nel sistema radiometrico e flusso di fotoni valgono le seguenti equivalenze (Choudhury, 2001):

- per la radiazione globale: 2.05 Einstein MJ<sup>-1</sup>

- per la PAR: 4.6 Einstein MJ<sup>-1</sup>

Infine la conversione da radiazione solare globale in PAR può essere ottenuta moltiplicando per un coefficiente il cui valore orientativo è di 0.5.

### 3.5 Effetti fisiologici della radiazione solare sui vegetali

Le regioni dello spettro elettromagnetico importanti per scopi agronomici (dall'ultravioletto all'infrarosso) sono riportate in figura 3.6.

La radiazione solare è fonte di energia e di informazione per gli organismi vegetali. Il rapporto fra i vegetali e la luce si svolge attraverso una serie di pigmenti, classificabili in quattro grandi categorie riportate in tabella 3.4.

Tabella 3.4 – Principali corredi di pigmenti sensibili alla luce.

Sistema	Caratteri chimici	Localizzazione	Colore	Funzione principale	Esempio
<b>Antociani</b>	Pigmenti fenolici idrosolubili	Vacuoli	Rosso e blu	Produrre colori attraenti	Pelargonina
<b>Carotenoidi</b>	Tetraterpeni liposolubili	Cromoplasti	Giallo-arancio	Pigmenti accessori per la fotosintesi (proteggono la clorofilla da fotoossidazioni)	Caroteni, xantofille
<b>Clorofille</b>	Tetrapirroli che legano Mg	Cloroplasti	Verde (assorbono nel rosso e nel riflettono nel verde)	Le clorofille b,c sono pigmenti accessori. La clorofilla a è il pigmento fotosintetico primario	Clorofille a,b,c
<b>Fitocromo</b>	Tetrapirroli presenti nelle due forme Pr e Pfr	Mesofillo fogliare	Blu (Pr assorbe nel rosso - picco a 0.66 micron - e Pfr nell'IR vicino - picco a 0.730 micron)	fotoperiodismo	

In particolare il processo di fotosintesi, tipico degli organismi autotrofi (piante verdi, alghe, batteri), si svolge in virtù della presenza delle clorofille (*clorofille a e b* presenti nelle spermatofite - figura 3.5, *clorofille c e d* presenti nelle alghe in luogo della *b*, *batterioclorofille*).

La fotosintesi è l'organicazione dle carbonio tramite riduzione di  $\text{CO}_2$  a  $\text{CH}_2\text{O}$ ; un processo competitivo rispetto ad essa è la **fotorespirazione**, intesa come riduzione di  $\text{O}_2$  a  $\text{H}_2\text{O}$ .

La fotosintesi è l'insieme di due fasi e cioè:

- fase luminosa in cui l'energia luminosa viene assorbita dai pigmenti fotosintetici e utilizzata per ridurre  $\text{NADP}^+$  a  $\text{NADPH}$  e fosforilare  $\text{ADP}$  a  $\text{ATP}$ .

- fase al buio in cui  $\text{NADPH}$  e  $\text{ATP}$  sono usati per ridurre  $\text{CO}_2$  a  $\text{CH}_2\text{O}$ .

In particolare la fase al buio si fonda sulla reazione che vede uno zucchero a 5 atomi dicarbonio (RUBP - ribuloso 1,5-difosfato) fissare una molecola di  $\text{CO}_2$  con una reazione catalizzata dall'enzima Rubisco (Ribuloso difosfato carbossilasi – ossigenasi)<sup>2</sup>. Pertanto l'affinità del Rubisco per  $\text{CO}_2$  è elemento chiave per la buona riuscita del processo. In particolare il nome “carbossilasi – ossigenasi” rimarca il fatto che Rubisco è scarsamente selettivo, per cui in presenza di basse concentrazioni di  $\text{CO}_2$  acquisisce  $\text{O}_2$ , dando luogo alla produzione di  $\text{H}_2\text{O}$  in luogo di zuccheri.

E' interessante osservare che le piante superiori in relazione alla fase oscura di fotosintesi possono distinguersi in  $\text{C}_3$ ,  $\text{C}_4$  e CAM.

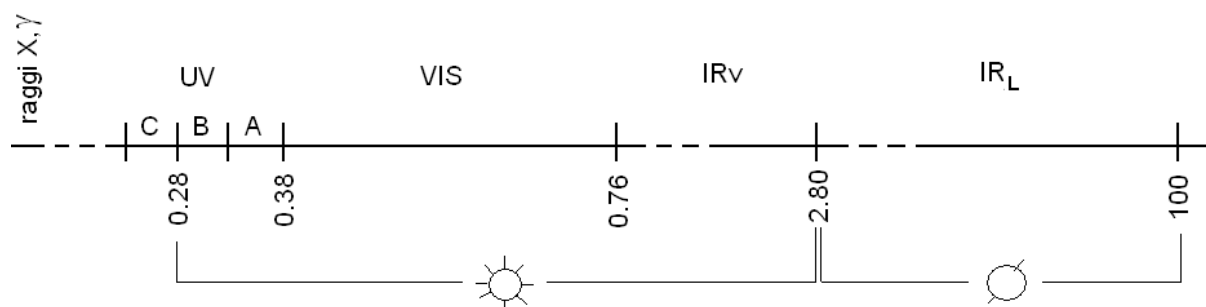


Figura 3.6 – Spettro elettromagnetico con i limiti orientativi (micron) delle maggiori regioni spettrali. Con i simboli del Sole e della Terra si riportano i limiti della radiazione presente al suolo di origine solare e terrestre.

Nel caso delle **piante C3** l'intero processo di fotosintesi (fase luminosa e fase al buio) ha luogo nelle cellule del mesofillo e il primo prodotto della fotosintesi sono due molecole a 3 atomi di C (3-fosfoglicerato - PGA). Ciò dà luogo a una serie di limitazioni che si traducono nella **saturazione luminosa**, per cui il rendimento di fotosintesi che non sale più al crescere della radiazione solare (Long e Bernacchi, 2003). Le limitazioni sono:

- limitazioni rispetto alla carbossilazione di Rubisco (fotorespirazione)
- saturazione luminosa legata all'impossibilità per la foglia di utilizzare i prodotti primari di fotosintesi (limitazioni all'uso dei triosi-fosfati – in gergo TPU limitation)
- limitazioni al trasporto di elettroni che dà luogo alla rigenerazione di RuBP.

Nelle specie  $\text{C}_3$  la fotorespirazione è un problema grave, che può portare a perdite anche del 50% dell'energia solare intercettata dai pigmenti. La fotorespirazione è legata dalla temperatura poiché passando da 20 a 30-35°C la respirazione raddoppia mentre la fotorespirazione aumenta di 8 volte. La fotorespirazione potrebbe essere spiegata dal punto di vista evolutivo con il fatto che le  $\text{C}_3$  sono evolute nel corso del Devoniano, allorché i livelli di  $\text{CO}_2$  erano assai più elevati di quelli odierni.

Nel caso delle **piante C4**, il mesofillo è sede dell'assorbimento di  $\text{CO}_2$  da parte del PEP (Fosfoenolpiruvato), reazione che è catalizzata dall'enzima PEP-carbossilasi, che a differenza del Rubisco, è molto efficiente anche a bassi livelli di  $\text{CO}_2$ . PEP viene trasformato in OAA (acido

<sup>2</sup> Rubisco è come ovvio un proteina (una liasi) e risulta la molecola proteica maggiormente diffusa sul nostro pianeta, a testimonianza del ruolo chiave della fotosintesi.

ossalacetico – molecola a 4 atomi di C) e da questo in Malato<sup>3</sup>. Il Malato prodotto viene quindi trasferito nelle cellule della guaina del fascio ove libera la CO<sub>2</sub> per il normale ciclo di Calvin e genera Piruvato (Py) che ritorna la mesofillo ove serve per generare nuovo PEP (figura 3.7). Tale meccanismo si traduce nella scarsa sensibilità delle piante C4 ai fenomeni di saturazione luminosa. Dal punto di vista evolutivo le C4 sono comparse sul nostro pianeta molto più tardi rispetto alle C3 (fra 25 e 32 Milioni di anni fa, secondo Osborne e Beerling – 2006) e sarebbero il prodotto dell'adattamento a condizioni di temperature elevate e carenza idrica. Un ulteriore adattamento è quello proprio delle **piante CAM**, tipiche di ambienti caratterizzati da scarsissima disponibilità idrica. Le CAM presentano una fase notturna in cui, a stomi aperti, le cellule del mesofillo a partire da PEP producono OAA e di qui Malato che viene accumulato nel succo vacuolare (che pertanto diviene sempre più acido). Di giorno, a stomi chiusi, il malato ritorna al citoplasma ove viene liberata CO<sub>2</sub> che alimenta il normale ciclo di Calvin.

Se le piante CAM hanno ridotta importanza per scopi alimentari (l'unica CAM oggetto di estesa coltivazione è l'ananas) molto importanti sono le C4, che comprendono specie assai produttive come il mais, il sorgo e la canna da zucchero.

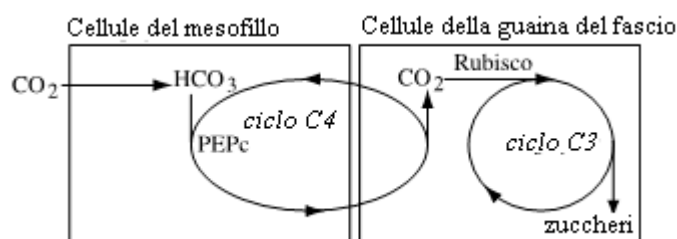


Figura 3.7 – Assimilazione della CO<sub>2</sub> nelle piante C4 (Osborne e Beerling – 2006, modificato).

La tabella 3.5 riassume quanto fin qui detto. Si osservi infatti che per le C3 la minor efficienza del ciclo di Kelvin fa sì che la saturazione luminosa si manifesti a valori compresi fra 30 e 80.000 lux (es: 30-50.000 lux per la vite), mentre nelle C4 si manifesta per valori superiori agli 80.000 lux. Pertanto in giornate molto luminose, in cui vengono superati i 100.000 lux, le C3 riescono a sfruttare solo una parte

limitata dell'energia luminosa disponibile.

Per quanto concerne invece il difetto di radiazione luminosa, sempre nella tabella 3.5 viene presentato il punto di compensazione ovvero il livello di radiazione al quale la fotosintesi e la respirazione raggiungono valori fra loro uguali. I valori di radiazione che coincidono con tale punto non sono significativamente differenti fra C3 e C4.

A livello di morfologia generale si osserva che foglie in ombra sono più larghe e sottili (in particolare il palizzata appare meno spesso rispetto a quello di foglie al sole) e spesso presentano una maggior concentrazione di clorofilla nella superficie superiore. A ciò si aggiungono una serie di effetti caratteristici della carenza di radiazione e cioè l'ingiallimento e caduta delle foglie inferiori, la mancata ramificazione, gli steli filati e la scarsa o nulla fertilità.

La figura 3.8 mostra il comportamento una C3 (il frumento) e di una C4 (il mais) sottoposti a quantità crescenti di radiazione solare globale.

Come già posto in evidenza nel capitolo 1, una stima di massima della fotosintesi lorda può essere ottenuta a partire dalla APAR (PAR assorbita dalle canopy vegetali) applicando la seguente equazione:

$$GASS = APAR * RUE$$

Circa i valori di RUE si rinvia alla tabella 1.4 del capitolo 1 della dispensa. Tale tabella presenta i valori di RUE [g CH<sub>2</sub>O MJ<sup>-1</sup> m<sup>-2</sup>] per alcune importanti specie C3 e C4.

<sup>3</sup> La scoperta del fatto che il primo prodotto di fotosintesi fosse OAA avvenne nei primi anni 60 a opera di H. Kortschak (Hawaiian Sugar Planter's Association), che lavorava su canna da zucchero.



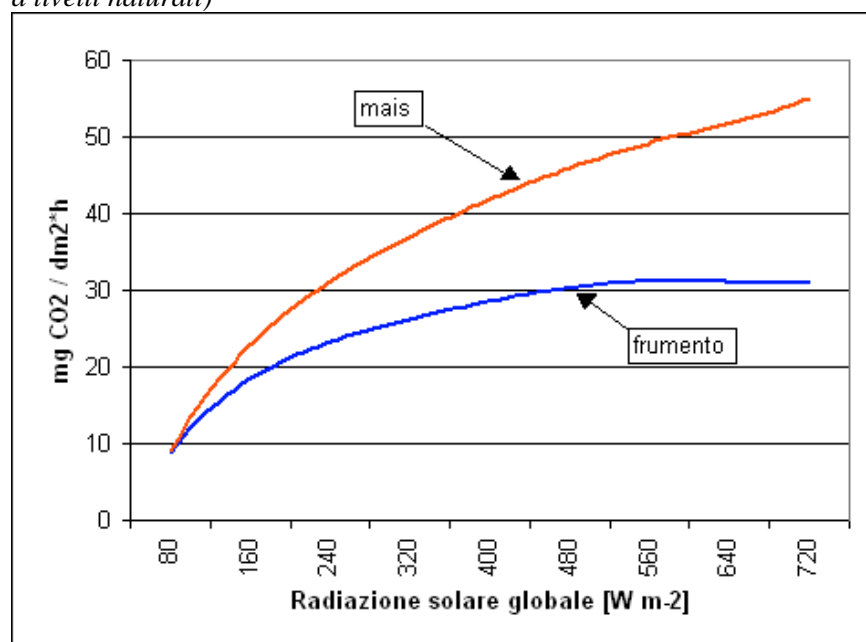
Tabella 3.5 – dipendenza dalla luce della fotosintesi netta delle singole foglie (Larcher, 1983 - modificato).

Gruppo di piante	Intensità luminosa di compensazione (W m <sup>-2</sup> )	Saturazione luminosa (W m <sup>-2</sup> )
Piante erbacee C4	8 – 25	Oltre 650
Specie erbacee coltivate C3	8 – 15	200 – 600
Caducifoglie arboree e cespugli		
- foglie al sole	8– 12	200 – 400
- foglie in ombra	2 – 5	80 - 120
Arboree sempreverdi (dicotiledoni e conifere)		
- foglie al sole	4 – 12	150 – 400
- foglie in ombra	1 - 3	40 – 80
Felci	1 – 4	15 – 80
Muschi e licheni	3 – 16	80 – 150

Fra i mezzi per migliorare l'utilizzo della radiazione da parte delle specie agrarie e forestali ricordiamo:

1. l'adozione di una distribuzione il più possibile regolare delle piante negli appezzamenti. Da questo punto di vista si deve rilevare che la distribuzione ottimale è quella in quadro, in cui le piante ai nodi di una griglia quadrata regolare, oppure a settonce, in cui le piante ai nodi di una griglia formata da triangoli equilateri. La distribuzioni in rettangoli è spesso funzionale alla meccanizzazione producendo tuttavia delle diseconomie nello sfruttamento della radiazione;
2. l'adozione di tecniche agronomiche che favoriscano il manifestarsi di L.A.I. ottimali
3. la scelta di un corretto orientamento dei filari. Al riguardo, prescindendo da ogni considerazione

*Figura 3.8 – fotosintesi netta in mg CO<sub>2</sub>dm<sup>-2</sup> h<sup>-1</sup> nel frumento (curva più bassa) e nel mais (curva più alta) per valori crescenti di radiazione solare in chilolux. Si noti che nel frumento la saturazione luminosa viene raggiunta a circa 450 W m<sup>-2</sup> nel mais non viene ancora raggiunta a 720 W m<sup>-2</sup> (valori ottenuti a temperature ottimali per la fotosintesi e con CO<sub>2</sub> a livelli naturali)*



di altro genere (es: problemi legati agli effetti della pendenza dei suoli sulla possibilità di meccanizzazione, che impongono particolari orientamenti), è possibile affermare che nell'area italiana e per la maggior parte della colture l'orientamento ottimale è quello Nord – Sud, in quanto garantisce la massima quantità di radiazione intercettata. Un caso particolare è quello della vite ove l'orientamento est-ovest è preferibile in quanto garantisce una maggior dose di radiazione in coincidenza con le temperature massime giornaliere, il che è

particolarmente gradito nella delicata fase di accumulo degli zuccheri (settembre – ottobre).

4. L'effettuazione di interventi che favoriscano la penetrazione della luce nella chioma. Ci si riferisce ad esempio alle potature, ai diradamenti (soprattutto nel caso di piante arboree) o alla scelta varietale (si pensi al fatto che le cultivar attuali di mais, a differenza di quelle tradizionali, sono a foglie erette proprio per favorire la penetrazione della luce).

### 3.6 I sesti d'impianto

Le semine e i trapianti di specie erbacee o le piantumazioni di piante arboree prevedono di norma una distribuzione regolare delle piante. In questo caso i sesti di impianto più in uso (figura 3.9) sono quelli in quadrato, in rettangolo, a quinconce (le piante sono poste ai vertici di un triangolo isoscele) e a settonce (le piante sono poste ai vertici di un triangolo equilatero).

Dal punto di vista dell'intercettamento della luce i sesti ottimali sono quelli in quadrato o a settonce. In gran parte dei casi si tende tuttavia a privilegiare la distribuzione in rettangolo perchè, pur producendo diseconomie nello sfruttamento della radiazione, risulta più funzionale alla meccanizzazione.

Qualora si debba piantumare o seminare un'area  $S$  la densità d'investimento (numero di piante  $P$ ) si ricava dividendo tale area per l'area  $A$  dominata da una singola pianta,

$$P=S/A$$

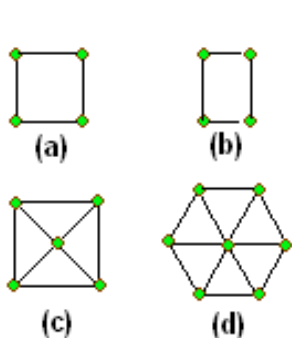


Figura 3.9 – Sesti d'impianto: in quadrato (a), in rettangolo (b), a quinconce (c) e a settonce (d).

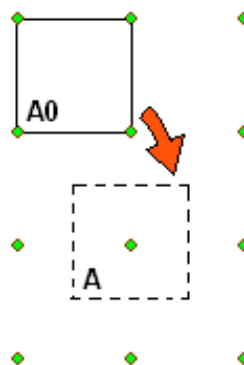


Figura 3.10 – Area dominata da una singola pianta per sesto d'impianto in quadrato.

A si ottiene considerando che l'area dominata dalla singola pianta è pari all'area elementare  $A_0$  compresa fra individui contigui, come mostra la figura 3.10 per la disposizione in quadrato.

#### Esempio 1

Supponendo di dover impiantare 2.5 ettari di pioppeto con distanza  $d$  fra le piante di 6 m si calcoli il numero di astoni di pioppo di cui approvvigionarsi in caso di distribuzione in quadrato o a settonce.

$$S=25000 \text{ m}^2 \text{ ha}^{-1}$$

$$d=6 \text{ m}$$

Area dominata dalla singola pianta:

$$\text{- in quadrato: } A = 6 * 6 = 36 \text{ m}^2$$

$$\text{- a settonce: } A = \text{base} * \text{altezza} / 2 = 6 * (6 * \sin(60^\circ)) / 2 = 6 * 6 * 0.433 = 15.6 \text{ m}^2$$

Numero astoni di pioppo:

- in quadrato:  $P=S/A=694$
- a settonce:  $P=S/A=1603$

Il problema opposto si pone dovendo calcolare la distanza necessaria per ottenere una fittezza di 250 piante per ettaro.

Nel caso di disposizione in quadrato la soluzione è:

$$d=\text{radq}(A)=\text{radq}(S/P) = \text{radq}(10000 \text{ m}^2 / 250) = 6.3 \text{ m}$$

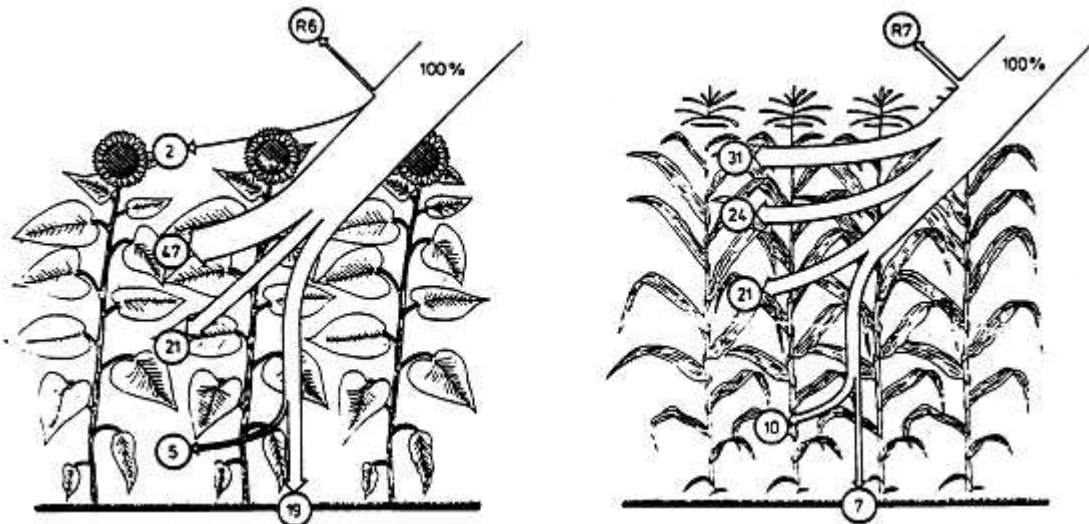
Nel caso invece di disposizione a settonce la soluzione è:

$$d=\text{radq}(A/0.433)=\text{radq}(S/(P*0.433)) = \text{radq}(10000 \text{ m}^2 / (250*0.433)) = 9.61 \text{ m}$$

### 3.7 Intercettamento della radiazione solare da parte della canopy

Osservando la figura 3.11 mostra l' intercettamento della radiazione solare entrate da parte di due

*Figura 3.11 – Conformazione della chioma e penetrazione della luce in una foresta mista boreale di betulle e abeti (in alto a sin.), in una pineta, in canopy di girasole e di mais (Larcher, 1983).*



canopy rispettivamente di girasole e di mais. Nel caso del girasole il 5% viene riflesso ed il 2% viene assorbito dalle calatidi. Le frecce inferiori indicano poi l'assorbimento da parte dei successivi strati fogliari con valore di LAI unitario. In sostanza il 47% della radiazione entrante viene assorbito dal primo strato, il 21% dal secondo, il 5% dal terzo mentre il 19% finisce al terreno. Più regolare appare invece l'assorbimento da parte del mais, i cui strati fogliari assorbono rispettivamente 33, 24, 21 e 10 mentre solo il 7% giunge al terreno. Si noti che in linea generale il profilo graminaceo presenta un assorbimento più contenuto da parte degli strati superiori (il primo strato assorbe il 39% della luce contro il 50% circa del profilo dicotiledone) e pertanto consente una miglior utilizzazione della luce da parte delle foglie più basse.

Il fenomeno sopra descritto ed il diverso comportamento di piante con habitus graminaceo e piante con habitus dicotiledone può essere descritto in termini quantitativi adottando la legge di Lambert – Beer che nella sua formulazione originale descrive l'assorbimento della radiazione da parte di un mezzo isotropo (Monsi e Saeki, 1953).

La frazione della radiazione globale incidente assorbita da una canopy con un certo LAI è data da:

$$I=1-e^{-ke*LAI}$$

Ove  $k_e$  è il coefficiente di estinzione che in una canopy di tipo graminaceo (es: prato di festuca, frumento) vale 0.5 o meno mentre in una canopy di tipo dicotiledone - es: girasole - vale 0.7 o più.

Applicando tale equazione per LAI crescenti è possibile ricavare l'assorbimento di una canopy per i diversi strati fogliari (tabella 3.6)

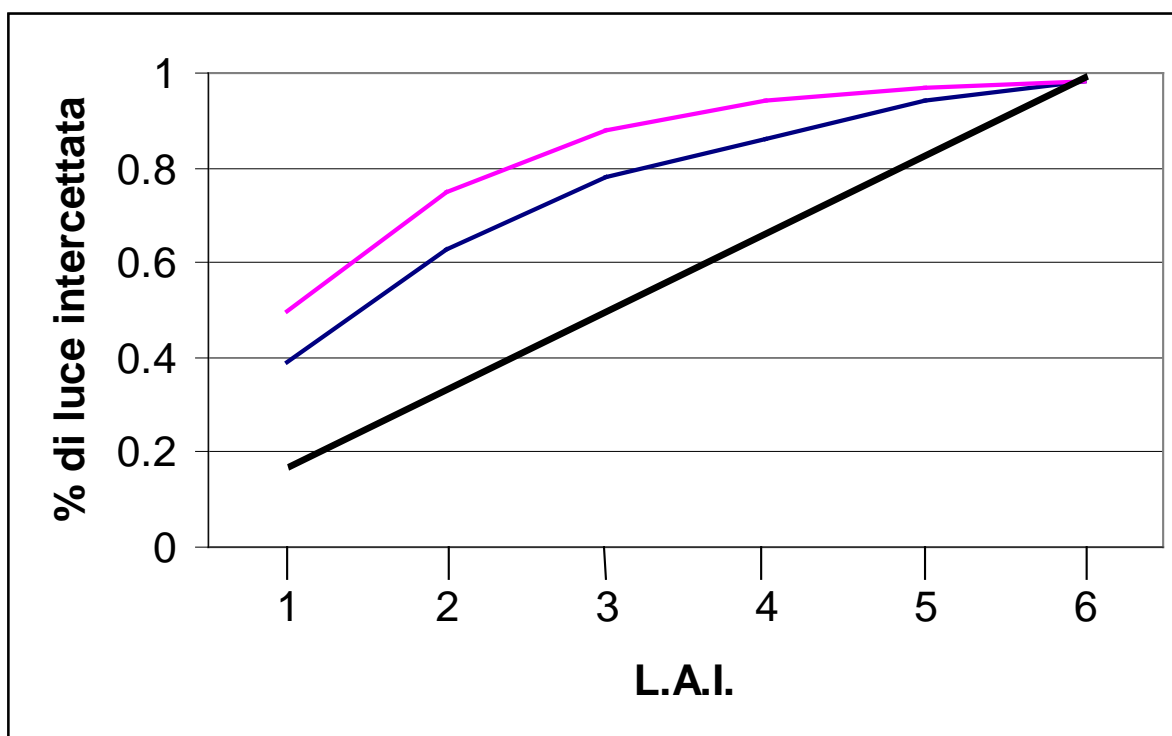
*Tabella 3.6 - Assorbimento nello strato compreso fra il suolo ed la cima della canopy per profili di tipo graminaceo e dicotiledone.*

LAI	Profilo graminaceo ( $k_e=0.5$ )	Profilo dicotiledone ( $k_e=0.7$ )
1	0.39	0.50
2	0.63	0.75
3	0.78	0.88
4	0.86	0.94
5	0.92	0.97
6	0.95	0.99

In figura 3.12 sono riportati i dati di tabella 3.6 raffrontati con i dati di una chioma ideale che presenta assorbimento uniforme da parte dei diversi strati sovrapposti (linea retta più spessa). Tale canopy ideale presenta un assorbimento di 1/6 della radiazione globale incidente per ogni unità di LAI.

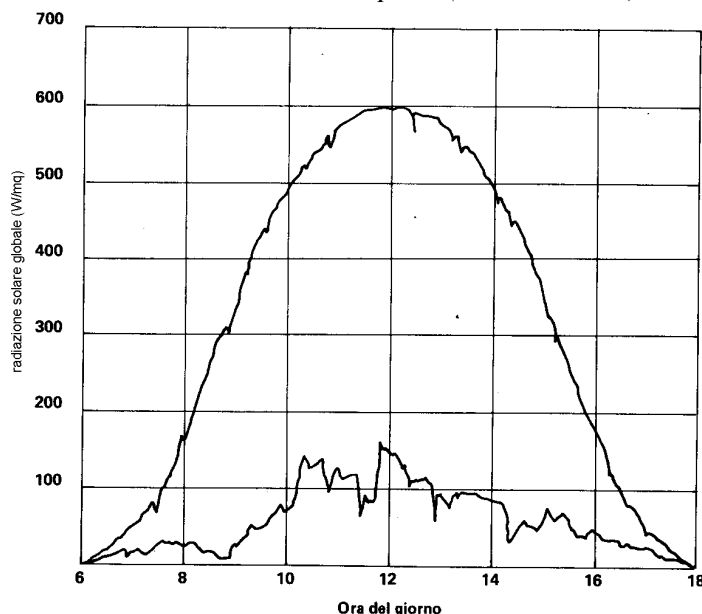
La radiazione solare è inoltre fonte di informazione per gli esseri viventi e da essa discendono una

*Figura 3.12 – Con riferimento a colture con LAI=6 si mostra il comportamento di canopy con profilo dicotiledone (curva più alta) canopy con profilo graminaceo (curva intermedia) e canopy ideale con assorbimento omogeneo lungo il profilo (linea retta). Si noti che il profilo graminaceo si avvicina maggiormente a quello ideale.*



serie di effetti morfogenetici. Tali effetti sono prevalentemente legati al fitocromo, pigmento fotosintetico blu presente nelle foglie e che è sensibile anche a basse intensità luminose, inferiori addirittura a 1 lux. Il fitocromo è presente nelle due forme Pr e Pfr. La forma Pr è sensibile a

Figura 3.13 – radiazione solare globale in una giornata estiva con cielo sereno e cielo coperto (da Fracastoro).



lunghezze d'onda di 0.660 micron e dunque in presenza di luce si trasforma nella forma Pfr. Quest'ultima al buio si degrada trasformandosi in Pr. Pertanto in periodi a giorno lungo predomina la forma Pfr mentre nei periodi a giorno breve predomina la Pr. L'azione del fitocromo si manifesta ad esempio sulla germinazione dei semi, sullo sviluppo di foglie, steli e radici, sulla sintesi di antociani e di clorofilla.

Fra le azioni del fitocromo ricordiamo anche l'induzione della fioritura attraverso il fenomeno del **fotoperiodismo**. In questo caso la soglia critica è a di 12-14 ore di luce sia per le specie brevidiurne (fioritura indotta con ore di luce al di sotto della soglia critica) che per le longidiurne (fioritura indotta con ore di luce al di

sopra della soglia critica). Neutrodiurne o fotoindifferenti sono invece le specie non sensibili alla lunghezza del giorno.

Fra le specie longidiurne ricordiamo il frumento, fra le brevidiurne il crisantemo, la fragola e la rosa di Natale (*Euforbia pulcherrima*) e fra le fotoindifferenti molte delle specie arboree da frutto.

Dal fotoperiodismo derivano una serie di precauzioni che devono essere assunte nello spostare un specie vegetale da una fascia latitudinale ad un'altra ovvero le pratiche agronomiche da adottare per indurre la fioritura in specie da fiore in coltura protetta (crisantemi, stelle di Natale).

### 3.8 Il bilancio radiativo di superficie

L'equazione del bilancio radiativo di superficie può essere formulata tramite l'equazione seguente:

$$(1) \quad R_n = R_g \cdot (1 - A) - R_{L1} + R_{L2}$$

ove  $R_n$  = radiazione netta

$A$  = albedo

$R_g$  = radiazione globale nelle sue componenti diretta e diffusa (figura 3.13)

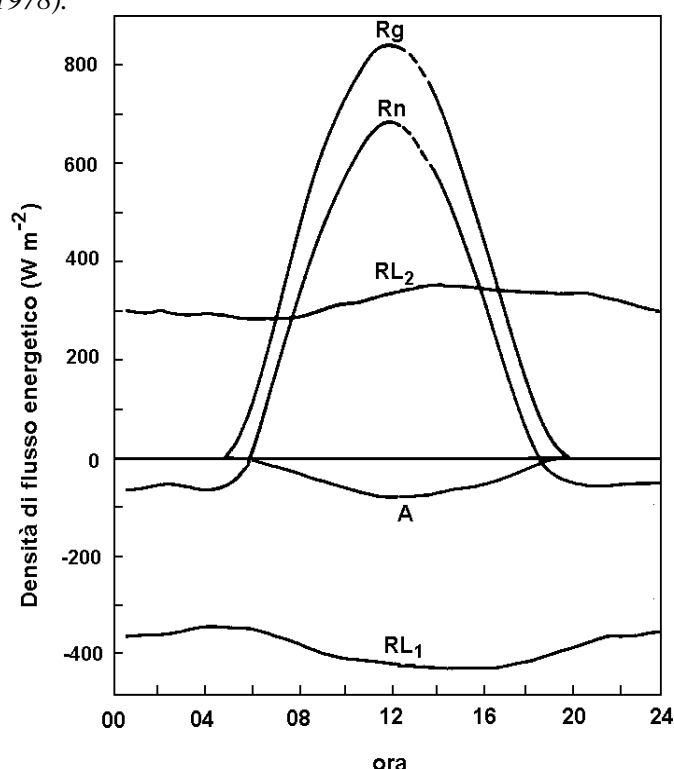
$R_{L1}$  = radiazione a onda lunga emessa dalla superficie terrestre

$R_{L2}$  = radiazione a onda lunga uscente intercettata dai costituenti atmosferici a effetto serra e reirraggiata verso il suolo (radiazione del cielo).

Un esempio di andamento nelle 24 ore dei termini del bilancio radiativo con tempo stabile e soleggiato è presentato in figura 3.14.

Al mezzogiorno solare a 45° di latitudine in giornate estive di cielo limpido giunge al suolo un massimo di circa 900 W/m² di  $R_g$ . Si tratta di una quantità di energia che, seppur di molto inferiore rispetto ai 1367 W/m² della costante solare, è veramente elevata. Infatti se un agricoltore pagasse a

Figura 3.14 – Bilancio radiativo di superficie misurato a Cedar River – Washington (47°N) il 10 agosto 1972 al di sopra di una canopy di abeti (dati da Gay e Stewart, 1974, riportati in Oke, 1978).



prezzi di mercato (tariffe Enel) l'energia che in una giornata estiva serena giunge sul suo campo, l'esborso per ogni ettaro coltivato sarebbe di circa 1500-3000 Euro.

L'albedo è fortemente influenzato dal tipo di superficie (tabella 3.7). Per le colture agrarie può essere considerato un albedo medio di 0.23, con valori alquanto variabili in funzione del tipo di coltura e dello stadio fenologico.

I termini  $RL_1$  ed  $RL_2$  agiscono in continuo determinando una graduale perdita di energia del pianeta, perdita che solo di giorno è controbilanciata dalla radiazione solare. Al contrario durante la notte, essendo nulla la radiazione solare,  $RL_1$  ed  $RL_2$  sono cruciali nel determinare il raffreddamento notturno del suolo e quindi la possibilità di gelate.

Tabella 3.7 - Valori tipici di albedo (da Munn)

superficie	Albedo
neve fresca	0.70-0.95
neve vecchia di parecchi giorni	0.70
duna di sabbia asciutta	0.37
duna di sabbia umida	0.24
erba bagnata in pieno sole	0.33-0.37
erba bagnata senza sole	0.33-0.37
erba asciutta	0.15-0.25
foresta di pini, abeti e querce	0.10-0.18
Mare calmo (*)	0.02-0.05
Mare agitato (*)	0.02-0.10

(\*) da Hufty

In particolare il termine  $R_{L1}$  (radiazione del cielo) rappresenta la radiazione a onda lunga intercettata dai componenti atmosferici (nubi, polveri, gas serra, ostacoli naturali e artificiali, ecc.) e reirraggiata verso terra. Il contributo all'entità di  $R_{L2}$  degli ostacoli naturali o artificiali (alberi, case, montagne, ecc.) si esplica attraverso una riduzione della visione del cielo; in altri termini tanto più cielo è visto dal punto in questione e tanta più alta è la frazione di  $R_{L2}$  intercettata e rinviata verso terra. Il basso fattore di visione del cielo è ad esempio il motivo per cui in ambito urbano è difficile assistere a gelate in vie strette mentre assai più frequente è il fenomeno in piazze ampie. Anche i fondivalle di vallate strette presentano un'emissione netta verso lo spazio di molto inferiore rispetto alle cime. Tuttavia in quest'ultimo caso l'alta probabilità di gelate invernali si deve non tanto all'irraggiamento quando al drenaggio di aria fredda dalle cime, che avendo un fattore di visione del cielo molto alto si raffreddano fortemente.

Figura 3.15 - Spettro di assorbimento nell'ultravioletto, nel visibile e nell'infrarosso di alcuni gas serra e dell'atmosfera nel suo complesso (da Oke, 1978). Con "onda corta" si indica l'emissione solare e con "onda lunga" quella terrestre; con "finestra" si indica la principale area di emissione di radiazione terrestre verso lo spazio.

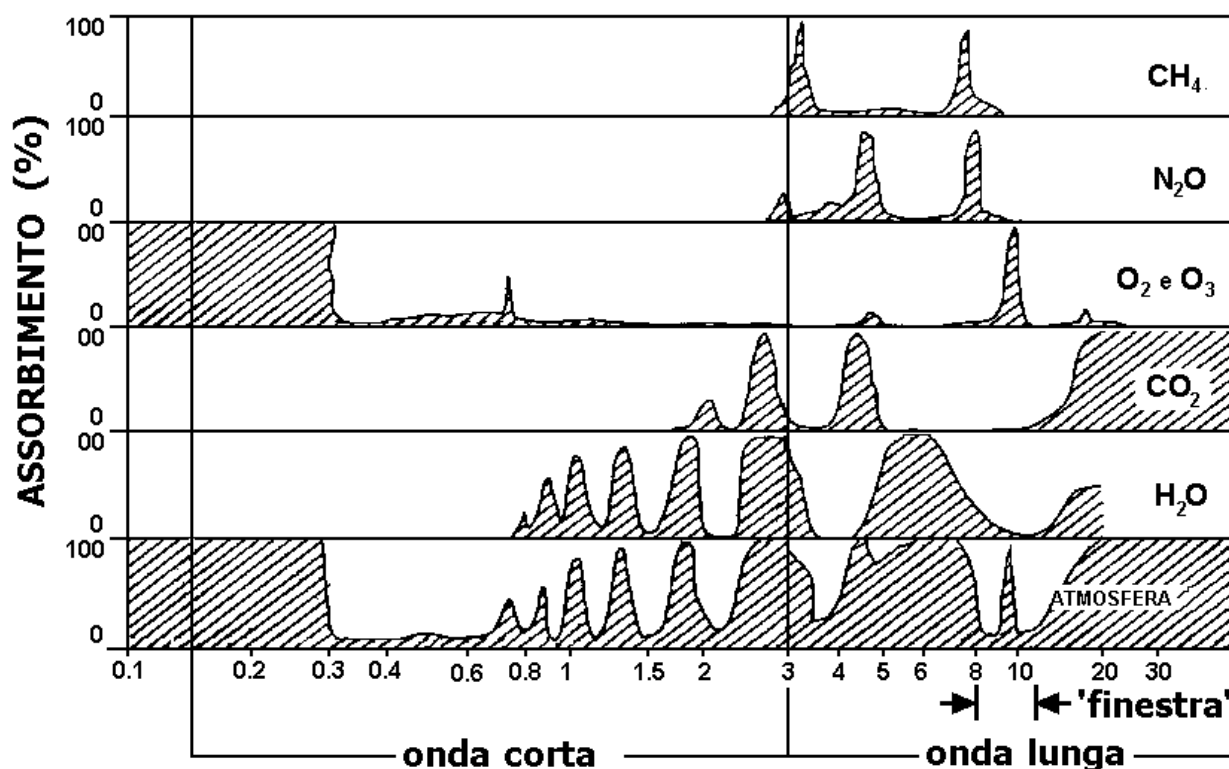
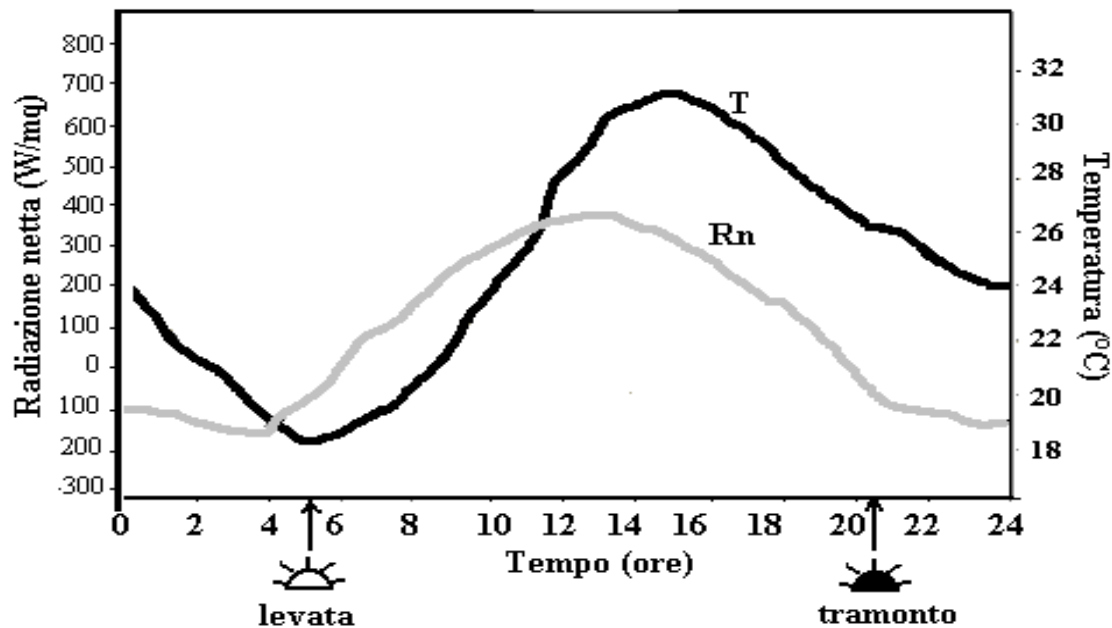


Figura 3.16 – andamento della radiazione netta ( $R_n$ ) e della temperatura dell'aria ( $T$ ) in una giornata soleggiata di luglio in Valpadana.



termine  $RL_2$  contribuiscono inoltre i gas serra che con la loro azione intercettano l'energia emessa dalla Terra. In sostanza si può considerare che un generico quanto di energia emesso dalla Terra venga intercettato da una molecola di gas serra che acquisisce energia che viene poi emessa in una qualunque direzione. Se l'emissione avviene verso la Terra questa riacquisterà l'energia in precedenza persa. L'assorbimento dei principali di tali gas nella regione dello spettro che va dall'ultravioletto all'infrarosso lontano è illustrato in figura 3.15. Si noti in particolare che:

1. il vapore acqueo presenta due "finestre" nell'infrarosso (3.5-4 micron e 10.5-12.5 micron) attraverso le quali la radiazione può agevolmente fuggire verso lo spazio
2. la  $CO_2$  ha un picco d'assorbimento intorno ai 4-5 micron che è complementare rispetto a quello del vapor acqueo; tale complementarità giustifica l'importanza della  $CO_2$  come gas serra.

La figura 3.16 mostra l'andamento della radiazione netta e, per confronto, l'andamento della temperatura dell'aria. Le due curve appaiono ben correlate ed evidenziano il caratteristico "sfasamento" dei massimi termici rispetto ai massimi radiativi.

### 3.9 I GAS AD EFFETTO SERRA

L'effetto serra è l'assorbimento di fotoni di radiazione elettromagnetica emessa dalla Terra nella regione dell'IR termico da parte dei gas presenti in uno strato compreso fra la superficie ed una dozzina di km di altezza. In assenza di tale schermo i fotoni fuggirebbero verso lo spazio e la Terra in superficie sarebbe assai più fredda di quanto è in realtà. I fotoni assorbiti dai gas serra sono trasformati in energia cinetica atmosferica e tale energia può essere poi riemessa in tutte le direzioni (e dunque anche verso il basso) o anche non essere riemessa.

I livelli di anidride carbonica in atmosfera hanno manifestato un graduale aumento negli ultimi 150 anni, passando dalle 280 ppm del 1880 alle 380 ppm del 2008. Tale fenomeno, legato almeno in parte alle attività umane, desta preoccupazione per le ripercussioni climatiche ed in particolare per l'amplificazione artificiale delle effetto serra. In merito al ruolo di  $CO_2$  come gas serra, i livelli di conoscenza attuali consentono di elencare i seguenti dati di fatto:

1. l'effetto serra è fenomeno benefico e che rende abitabile un pianeta che in sua assenza avrebbe una temperatura media di superficie di  $-19^\circ C$



2. l'effetto serra è risultato dei processi di assorbimento / riemissione della radiazione a onda lunga emessa dal pianeta ad opera di una vasta gamma di sostanze, gassose e non. Si tratta di processi complessi e rispetto ai quali i livelli di conoscenza sono tutt'altro che sufficienti
3. I principali attori dell'effetto serra sono il vapore acqueo e le nubi, che insieme determinano grossomodo l'80% dell'intero effetto mentre l'anidride carbonica è accreditata grossomodo del 14% ed il restante 6% afferisce a pulviscolo atmosferico, metano, protossido d'azoto, ossigeno bi e triatomico, ecc. (figura 3.17)

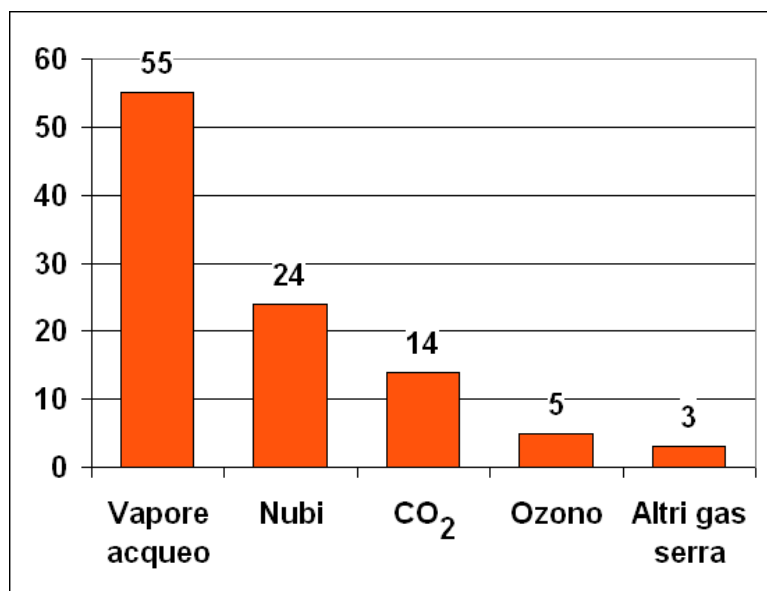


Figura 3.15 – Contributo percentuale dei componenti atmosferici all'effetto serra del nostro pianeta. Si osservi che l'acqua (in forma di vapore o di nubi) è responsabile del 79% dell'effetto serra complessivo contro il ben più modesto 14%

4. Da quanto detto al punto precedente consegue che senza un'amplificazione da parte del vapore acqueo e delle nubi, a fronte del raddoppio dei livelli di CO<sub>2</sub> rispetto a quelli pre-industriali è possibile prevedere solo alcuni decimi di °C di aumento delle temperature globali (+0.47 da oggi al raddoppio della CO<sub>2</sub> se si stima il forcing da CO<sub>2</sub> con il modello empirico di Myhre et al. del 1998 e poi si applica la legge di Stefan Boltzmann per stimare l'effetto termico di tale forcing aggiuntivo).
5. i pochi decimi di grado stimati al punto precedente potrebbero trasformarsi nei 4-6°C di incremento delle temperature medie planetarie in 100 anni

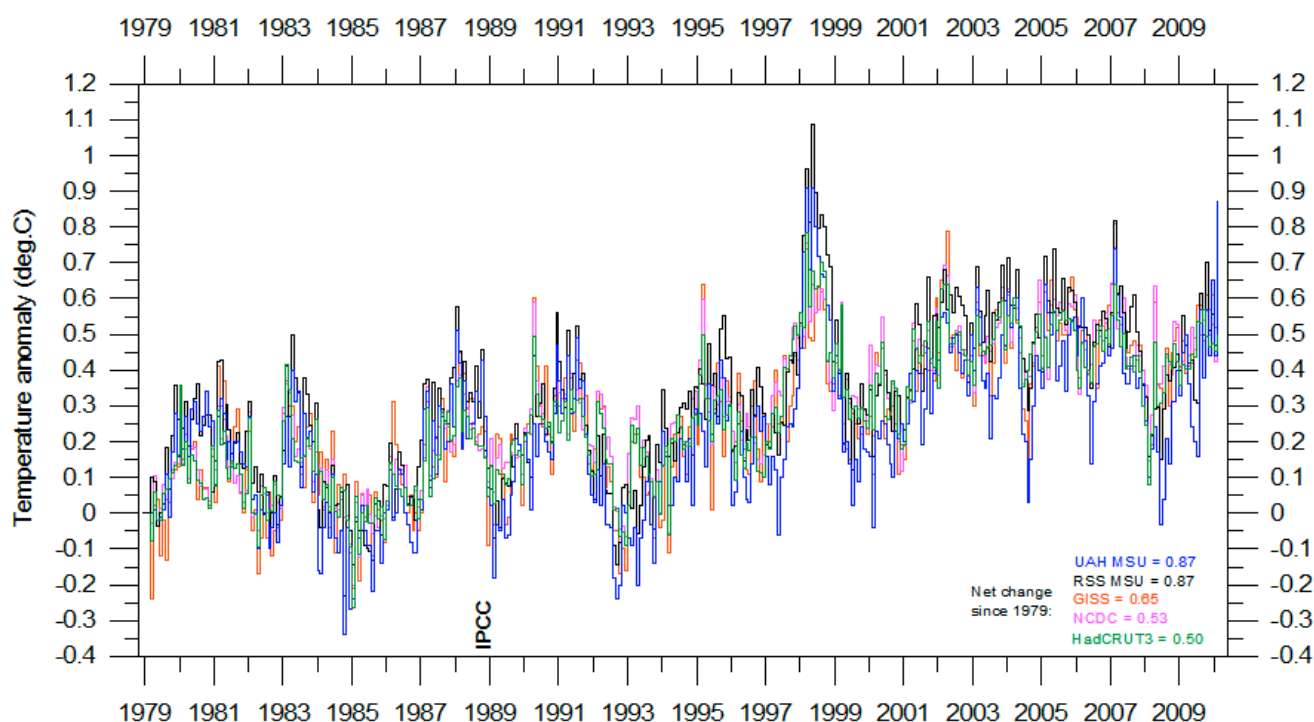


Figura 3.17 – Temperature di superficie prodotte da 5 fonti indipendenti (Giss, Ncdc e HadCRUT3 sono temperature provenienti da dataset di stazioni al suolo, MSU sono temperature di radianza misurate da satellite). Si noti la fase di stazionarietà che caratterizza le temperature globali dopo il picco del 1998 che è l'effetto di un El Nino molto intenso. (fonte: <http://www.climate4you.com/>).

previsto dai modelli matematici di simulazione utilizzati dall'IPCC (Global Climatic Models - GCM) in virtù di una serie di amplificazioni (feed-back positivi), le principali delle quali sono legate al vapore acqueo e alle nubi. In sostanza al crescere di CO<sub>2</sub> dovrebbe aumentare il contenuto atmosferico in vapore acqueo e diminuire la nuvolosità medio-bassa.

Sul sussistere di tali feed-back sussistono dubbi legati fra gli altri ai seguenti elementi:

1. la stazionarietà delle temperature globali dal 1998
2. l'capacità di prevedere il comportamento futuro e delle nubi è assai ridotta (Stephens, 2005)
3. l'altrettanto limitata capacità di prevedere il comportamento futuro del vapore acqueo. L'acqua evapora dagli oceani ed evapotraspira dalle superfici vegetate spinta dalla radiazione solare, dalla ventosità, dall'umidità relativa e dalla temperatura. Ipotizzare che qualche decimo di °C di incremento della temperatura indotto da CO<sub>2</sub> possa enfatizzare un tale fenomeno è quanto meno da dimostrare
4. i dati osservativi che a tutt'oggi non confermano il trend di aumento del vapore acqueo e di diminuzione delle nubi spinto dalla graduale crescita di CO<sub>2</sub> in atmosfera. In proposito occorre dire che è assai problematico ottenere misure del quantitativo di vapore acqueo presente in atmosfera poiché tale gas tende con estrema facilità a condensare ed a precipitare; lo stesso

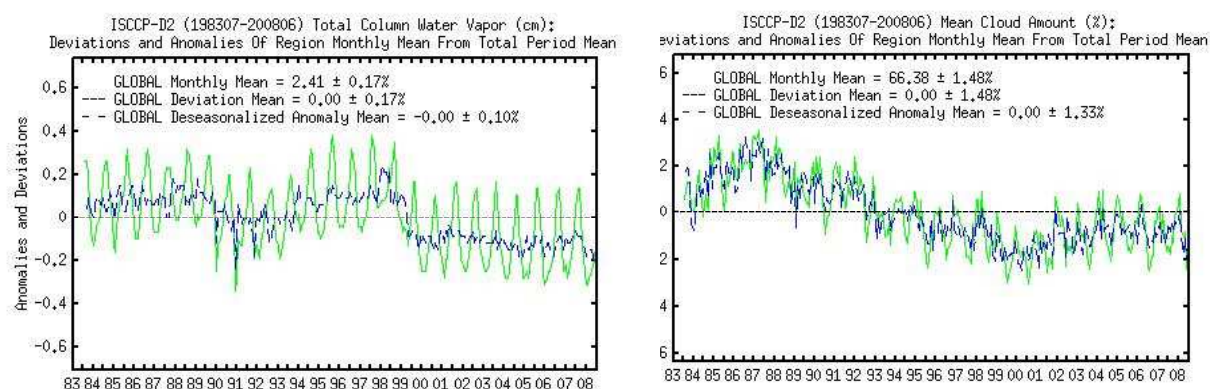


Figura 3.18 – Andamento globale del vapore acqueo in cm di colonna d'acqua (a sinistra) e della copertura nuvolosa in decimi di cielo coperto (a destra) [fonte: International Satellite Climatology Program - ISCCP].

dicasi per le stime di copertura nuvolosa globale, in virtù dell'enorme variabilità spazio-temporale a tutte le scale che presentano le nubi. Ciò premesso si deve comunque osservare che misure globali eseguite con satellite (figura 3.18) non mostrano significativi incrementi nei tenori di vapore acqueo sull'intero profilo atmosferico dal 1983 ad oggi. Sempre da satellite è possibile osservare l'andamento della copertura nuvolosa globale dal 1983 ad oggi. In questo caso si osserva una stretta relazione fra copertura nuvolosa (figura 3.18) e temperature globali (figura 3.17), nel senso che la copertura media è andata gradualmente calando man mano che le temperature salivano (e cioè dal 1983 al 1998) mentre la successiva fase di stazionarietà delle temperature globali si è accompagnata alla stazionarietà della copertura nuvolosa globale.

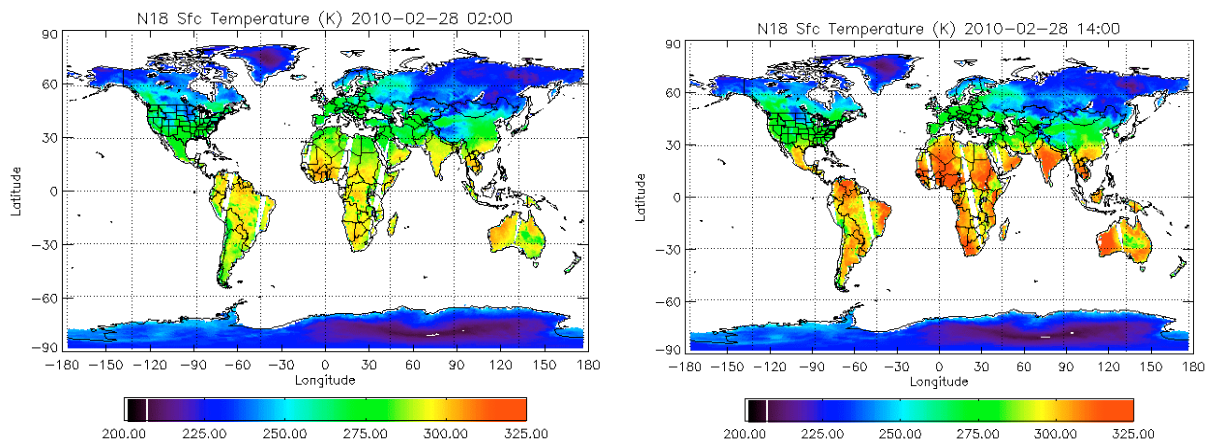


Figura 3.19 – Temperature della superficie terrestre del 28 d Febbraio 2010 espresse in gradi Kelvin e riferite rispettivamente alle ore 2 e alle ore 14 UTC. In bianco gli oceani e le aree terrestri senza dati (fonte: NOAA- dati del satellite NOAA18 - <http://www.climate4you.com/>).

### 3.10 Applicazioni della legge di Stefan Boltzmann

La legge di Stefan Boltzmann trova anzitutto applicazione nella misura a distanza della temperatura di superficie dei corpi. Per eseguire tale misura è necessario disporre di un radiometro in grado di misurare l'emissione  $E$  della superficie. Da questa si potrà quindi ricavare la temperatura tramite la formula inversa:

$$T = (E / e * \sigma)^{1/4}$$

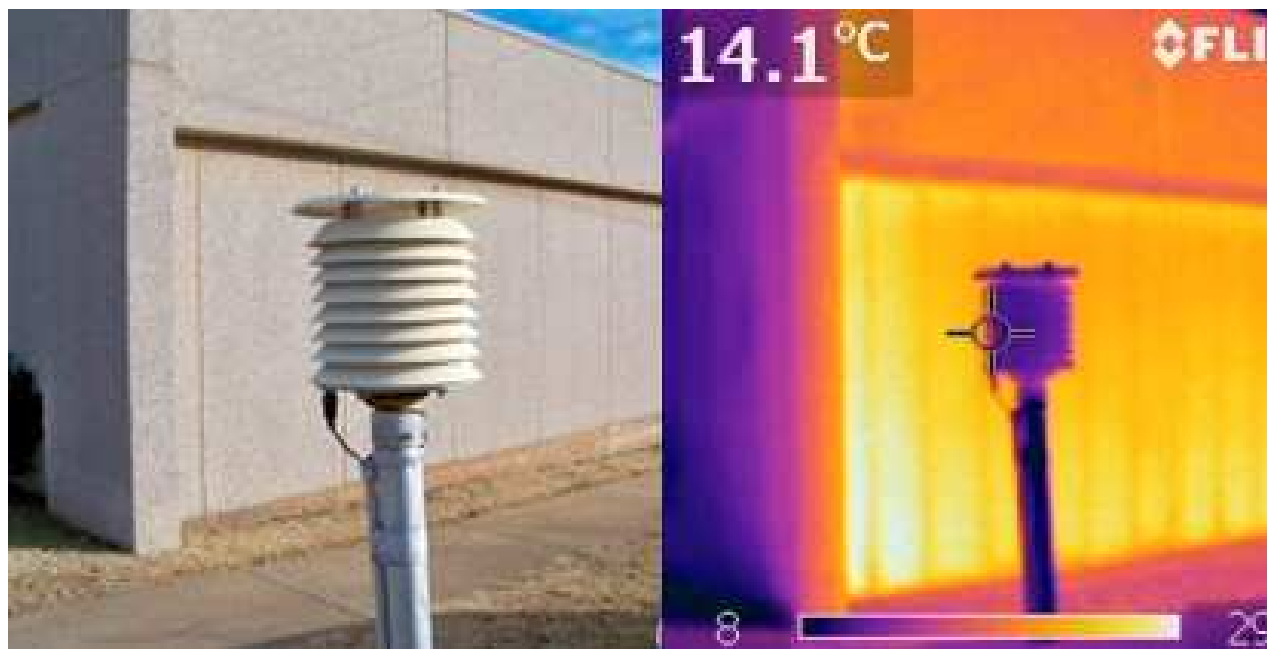


Figura 3.20 – Termografia della stazione meteorologica di Perry (Oklaoma) appartenente alla rete climatologica statunitense USHCN e collocata in sito non a norma (fonte: <http://wattsupwiththat.com/2009/03/04/>). La questione che si pone in questi casi è quanto del calore emesso dalle superfici calde circostanti (con temperatura fino a 29°C) penetri nello schermo termometrico, la cui temperatura è di 14.1°C, alterando la rappresentatività delle misure.

Il metodo ha come vantaggi la rapidità e l'assenza di interferenze fra sistema di misura e corpo oggetto della misura.

Esempi di tale applicazione sono nelle figure 3.20 e 3.21. La prima ci mostra un stima delle temperature globali di superficie per il 28 febbraio 2010 eseguite con radiometri installati su satellite. La seconda mostra la temperature di superficie di un tralcio di vite.

Un ulteriore impiego della legge di Stefan Boltzmann è quello proposto negli anni '30 del 20°

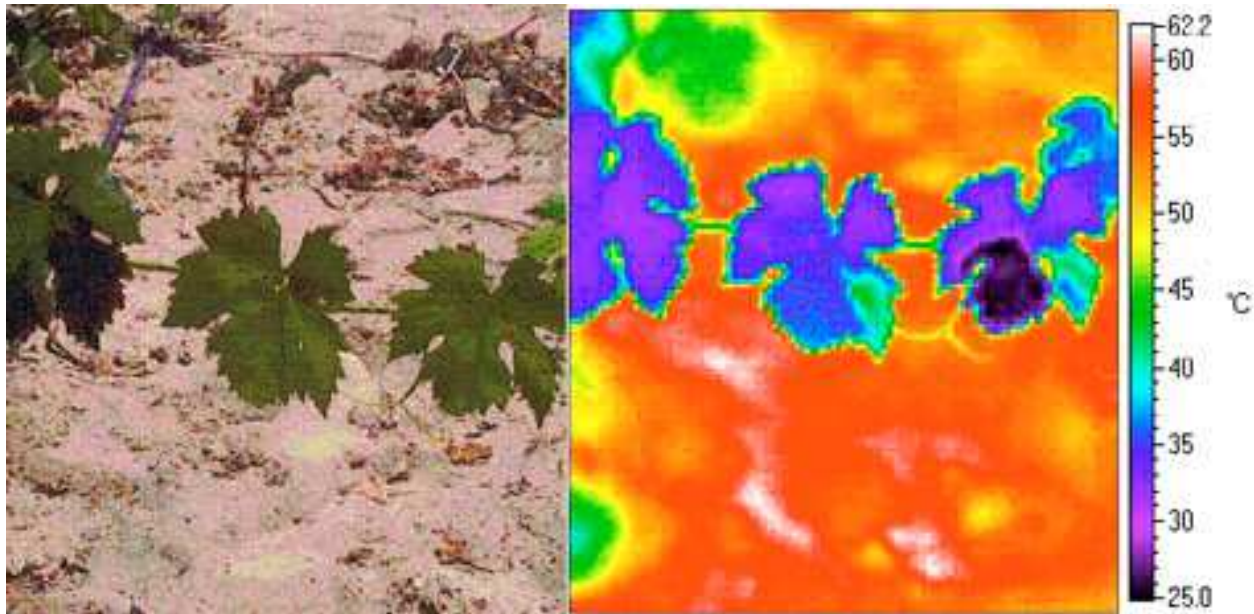


Figura 3.21 – Termografia di un tralcio di vite che mostra una sensibile differenza di temperatura fra le porzioni di foglia in stress idrico (parti più chiare, a 40-45°C) e le porzioni non soggette a stress perché ancora ben rifornite d'acqua (parti più oscure, a 25°C). (fonte professor Lyn Jones - [www.dundee.ac.uk/lifesciences/jones/index.htm](http://www.dundee.ac.uk/lifesciences/jones/index.htm)).

secolo da David Brunt, capo del Servizio Meteorologico Britannico, il quale mise a punto la formula seguente per la stima della radiazione terrestre netta ad onda lunga uscente  $R_L$  (pari ad  $RL_1 - RL_2$ )<sup>4</sup>:

$$R_L = \sigma T^4 (a_0 - b_0 e a^{1/2}) (1 - a c)$$

ove  $R_L$  è espressa in  $\text{cal cm}^{-2} \cdot \text{min}^{-1}$ ,  $T$  è la temperatura dell'aria in capannina ( $^{\circ}\text{K}$ ),  $ea$  è la pressione di vapore attuale espressa in hPa,  $c$  è la copertura del cielo in decimi (con 0= 0 decimi e 1=10/10),  $a$  è una costante legata al tipo di nubi (per gli strati a vale 0.8-0.9, per i cumuli 0.6-0.7 e per i cirri 0.2) ed infine  $a_0$  e  $b_0$  sono costanti per le quali in prima istanza possono essere rispettivamente adottati i valori di 0.525 e di 0.065, modificandoli eventualmente per calibrare il modello in funzione delle condizioni locali.

Il valore di  $R_L$  ottenuto applicando la formula di Brunt al tramonto del Sole può essere inserito nella formula parabolica di Brunt per la stima della temperatura minima al suolo:

$$\Delta T = 2/\pi^{1/2} * R_L * k_2^{1/2} * t/k_1$$

<sup>4</sup> Per la stima del termine  $R_L$  oltre all'algoritmo di Brunt esistono equazioni proposte da altri autori quali Angstrom, e Swinbank (Pelosi, 1984).

ove  $\Delta T$  è la diminuzione di temperatura prevista sul periodo di tempo  $t$ ,  $k_1$  è la conducibilità termica del terreno<sup>5</sup> (Cal/cm\*min\*°K) e  $k_2$  è la diffusività termica del terreno<sup>6</sup> (cm<sup>2</sup>/min), i cui valori caratteristici sono presentati in tabella 3.8.

Si noti comunque la stima del minimo termico con la formula parabolica di Brunt si basa sull'ipotesi di persistenza della condizioni osservate al tramonto, per cui fenomeni successivi quali variazioni di copertura nuvolosa o apporti avvevativi di aria calda o fredda possono dar luogo ad errori di stima anche consistenti.

*Tabella 3.8 - Valori di calore specifico, diffusività e conducibilità termica in funzione dello stato idrico del terreno.*

	calore specifico volumetrico $c$ (cal/cm <sup>3</sup> *°C)	conducibilità termica $k_1$ (Cal/cm*min*°C)	diffusività termica $k_2$ (cm <sup>2</sup> /min)
Terreno asciutto	0.32	0.032	0.102
Terreno lievemente bagnato	0.38	0.063	0.168
Terreno bagnato	0.46	0.119	0.258
Terreno molto bagnato	0.58	0.209	0.360

<sup>5</sup> La conducibilità termica esprime la quantità di calore che attraversa nell'unità di tempo un cubetto di suolo di lato unitario se la differenza di temperatura fra le due facce opposte è unitaria.

<sup>6</sup> La diffusività termica del suolo  $k_2$  (cm<sup>2</sup>/min) è espressa dall'equazione  $k_2 = k_1 / C_g$  ove  $k_1$  è la conducibilità termica e  $C_g$  è la capacità termica del suolo ( $C_g = \rho * c$  ove  $\rho$  è la densità e  $c$  il calore specifico).