

Introduzione alla
Fisica Ambientale

Giuliano Vitali

Proprietà letteraria riservata.
© Copyright 2017 degli autori
Tutti i diritti riservati

Introduzione alla Fisica Ambientale

A cura di:
Giuliano Vitali
ISBN 978-88-96572-46-7

Versione elettronica disponibile alla pagina

<http://amsacta.unibo.it/5520/>

DOI: 10.6092/unibo/amsacta/5520

Stampa a richiesta eseguita da:
Asterisco Srl Tipografia Digitale
Via Belle Arti 31 A/B - 40126 Bologna
Tel. 051 236866 Fax 051 261105
mail: grafica@asteriscosrl.com

Indice

Prefazione	7
Capitolo 1. Sole, aria, acqua e terra	9
1.1. Il Sole	9
1.1.1. La Radiazione Solare	10
1.1.2. Diffrazione	11
1.1.3. La struttura della REM	11
1.1.4. L'Energia di una sorgente	12
1.2. La radiazione termica	12
1.2.1. La legge di Stefan-Boltzmann	14
1.2.2. Legge di Kirchoff	16
1.3. L'Irraggiamento Solare	17
1.4. La luce	18
1.4.1. Il Colore	19
1.4.2. Luci artificiali	19
1.4.3. La Luminosità delle lampade	22
1.4.4. IL Condizionamento della Luce	22
1.5. L'aria: l'atmosfera terrestre	23
1.5.1. Il Cielo	23
1.5.2. Struttura dell'atmosfera	24
1.5.3. Schermatura alla Radiazione Solare	25
1.5.4. L'Atmosfera Terrestre come miscela gassosa	26
1.5.5. L'Atmosfera come filtro ottico	27
1.6. La natura particellare della radiazione	27
1.7. Fluidostatica	29
1.7.1. Unità di misura della pressione	30
1.7.2. La pressione atmosferica	30
1.7.3. Il galleggiamento	31
1.8. L'acqua	32

1.8.1.	Il vapor d'acqua	32
1.8.2.	Tipologie di masse d'aria	33
1.8.3.	Nebbie e nubi	34
1.8.4.	Eliofania	36
1.8.5.	L'acqua e le superfici	36
1.8.6.	L'acqua nei mezzi porosi	37
1.9.	Esercizi	38
Capitolo 2.	Flussi di energia e materia	41
2.1.	Dinamiche della radiazione solare	41
2.2.	La radiazione al suolo	43
2.2.1.	Bilancio energetico al suolo	46
2.2.2.	Il Bilancio Termico del Suolo	48
2.2.3.	La legge generale dei gas	51
2.2.4.	Il gradiente termico atmosferico	52
2.3.	Le dinamiche atmosferiche	52
2.3.1.	Il galleggiamento	53
2.3.2.	La convezione	53
2.3.3.	Le brezze	54
2.3.4.	Il vento	56
2.3.5.	Turbolenza	58
2.3.6.	La forza di Coriolis	59
2.3.7.	La convezione a scala planetaria	61
2.4.	Esercizi	63
Capitolo 3.	Trasformazioni	67
3.1.	Evaporazione	67
3.1.1.	La condensazione	68
3.1.2.	Condensazioni in natura	69
3.2.	La Meteorologia	71
3.2.1.	Le precipitazioni o idrometeore	74
3.3.	Idrologia superficiale	76
3.3.1.	Il Bilancio Idrico	78
3.3.2.	Il deflusso superficiale	79
3.3.3.	Erosione	79
3.3.4.	Il Trasporto di agenti inquinanti nel terreno	81
3.4.	Esercizi	82
Capitolo 4.	Gli Organismi Viventi e l'Ambiente	85

4.1. La Radiazione solare e le piante verdi	85
4.1.1. La fotosintesi	85
4.1.2. Efficienza di Assimilazione	86
4.1.3. L'Accrescimento	87
4.1.4. La traspirazione	87
4.1.5. Evapotraspirazione	88
4.1.6. Stima dell' ET_0	89
4.1.7. Il flusso dell'acqua dalle radici all'atmosfera	91
4.1.8. Acqua disponibile	92
4.1.9. Bilancio Idrico di una superficie vegetata	94
4.1.10. Bilancio Idrico di una superficie in stress idrico	94
4.2. Fenologia	95
4.2.1. La temperatura e la pianta	95
4.2.2. Tipologie di piante	96
4.2.3. Somme termiche	96
4.2.4. La durata del giorno	97
4.2.5. Il Coefficiente Colturale	97
4.3. Clima	98
4.3.1. I fattori del clima	99
4.3.2. Le scale del clima	99
4.3.3. Le dinamiche climatiche	100
4.3.4. Parametri ed Indicatori climatici	100
4.3.5. Classificazioni e Carte	101
4.3.6. Climi parametrici	102
4.3.7. Climatologia meteo	103
4.3.8. Classificazioni Climatiche di uso generico	103
4.3.9. Koppen-Pinna	105
4.3.10. Indici ombrotermici	106
4.3.11. Indici Agro-Climatici	107
4.3.12. Classificazioni fito-climatiche	110
4.4. Esercizi	110
Bibliografia	115

Prefazione

Queste dispense di Fisica Ambientale sono state scritte per studenti dei primi anni di università, con limitate conoscenze preliminari della materia ed inseriti in piani di studio orientati ad aspetti applicati non in grado di supplire ad una adeguata conoscenza dei concetti fondamentali. Si è per questo privilegiata la sinteticità e ricercata linearità che assieme alla consistenza consentisse una facilità di lettura.

Il testo è stato scritto allo scopo di dare una linea di studio dei concetti chiave e cercando di stimolare approfondimenti. Allo scopo sono stati inseriti numerosi incisi che forniscono spunti ed approfondimenti utili alla comprensione dei concetti trattati fornendo radici storiche e riferimenti applicativi e web-link di approfondimento. Si è inoltre volutamente evitato di addentrarsi in aspetti riguardanti la misurazione delle grandezze per i quali si rimanda a testi specializzati.

In termini di contenuti si affrontano a livello elementare i concetti di base della fisica dell'atmosfera, meteorologia e climatologia, idrologia e fisica del suolo, privilegiando la descrizione dei processi che caratterizzano gli ambienti terrestri.

Il testo è volutamente diviso in quattro parti. Nella prima si punta a descrivere gli aspetti statico strutturali dell'ambiente, diviso nei suoi elementi classici sole, aria, acqua e terra; nella seconda parte si affrontano gli aspetti dinamici e quindi i flussi all'interno e tra i vari comparti, assieme al fenomeno del trasporto; nella terza parte sono invece introdotti i concetti di base relativi alle principali trasformazioni fisiche e chimiche associate alle interazioni tra energia e materia; infine nella quarta parte si affrontano i processi associati agli organismi viventi, per concludere con una introduzione alla climatologia.

CAPITOLO 1

Sole, aria, acqua e terra

L'uomo filosofo insegue da sempre il perché delle cose attraverso dei modelli che gli semplifichino il modo di vedere quel mondo complesso che gli 'gira' attorno. Quella basata sui quattro elementi, fuoco, aria, acqua e terra, è una delle visioni più classiche, tramandataci dalla cosmogonia greca, con i suoi archetipi ormai radicati nell'uomo. È per questo che essa è stata scelta per tracciare il cammino concettuale individuato da questo testo. Nella schematizzazione qui utilizzata l'elemento fuoco lascia il posto ad un attore di prima grandezza, il sole, anche se il fuoco si accompagna ad importanti significati nella scienza moderna, la combustione ed in generale le trasformazioni della materia.

1.1. Il Sole

Il Sole è una stella, che gli astronomi classificano come 'nana gialla', fonte del 99.9 dell'energia disponibile sulla terra, direttamente o indirettamente controllata dall'uomo, a partire dall'energia idroelettrica ed eolica ma è anche alla base delle riserve di carbone e petrolio in quanto anch'esse parte del ciclo di produzione primaria.

L'energia solare è un fattore ambientale alla base della maggior parte delle dinamiche fisico-chimiche del nostro pianeta ed essenziale alla vita: senza di essa l'esistenza di forme organiche sarebbe assai limitata in quanto dalla radiazione solare proviene l'energia primaria necessaria al funzionamento di tutte le catene trofiche.

Gran parte dell'energia proveniente dal sole è utilizzata per produrre calore, il quale determina la **temperatura** assunta da un sistema.

La termodinamica classica fa uso per la temperatura di unità di misura come il grado Celsius ($^{\circ}\text{C}$) o centigrado, e il grado Fahrenheit ($^{\circ}\text{F} = 32 + ^{\circ}\text{C} \cdot 1.8$) associato ad una definizione basata sul prendere due estremi e dividere l'intervallo in un certo numero di parti uguali: nel caso

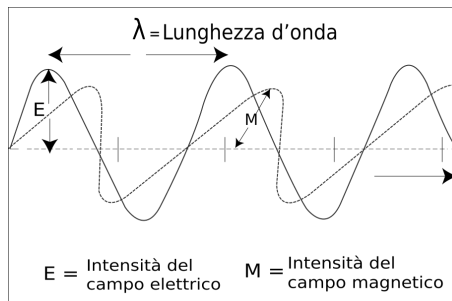
del Celsius, si usano come estremi la temperatura di rugiada (en:dew point) e quella di ebollizione dell'acqua in condizioni Standard (1atm) dividendo l'intervallo in 100 parti uguali (gradi, °).

La termodinamica moderna, basata sulla teoria cinetica dei gas, ci dice che la temperatura è una misura del grado di agitazione termica molecolare, data dall'energia cinetica complessiva delle molecole presenti nel sistema. È a partire da questa interpretazione che è nato il concetto di temperatura assoluta: sparisce il concetto di grado e la temperatura è misurata in Kelvin (K).

La misura della temperatura - La temperatura è responsabile della dilatazione dei corpi, fenomeno debolmente rilevabile nei solidi, molto nei gas, a sufficienza in liquidi particolari, come il mercurio (Hg). Il Hg è stato utilizzato per anni in molti dispositivi anche di uso comune per la misura manuale della temperatura, sostanzialmente costituiti da una colonnina capillare piena del liquido (oggi sostituito da liquidi organici dopo il riconoscimento del Hg come materiale dannoso alla salute umana) affiancata ad una scala graduata ottenuta attraverso una appropriata taratura.



1.1.1. La Radiazione Solare. La radiazione solare è essenzialmente radiazione elettromagnetica (REM), una forma di energia data da una perturbazione simultanea del campo elettrico e di quello magnetico (vedi figura sotto), che si verifica all'interno di un mezzo (storicamente denominato etere) presente ovunque, compreso lo spazio vuoto.



Propagazione Ondosa - Quando una perturbazione si propaga in un mezzo, quale un'onda che si genera sulla superficie di in uno stagno, l'onda di pressione quale è il suono nell'aria o l'onda di calore attraverso un muro riscaldato dal sole, è possibile osservare tale propagazione in due modi. Se immaginiamo di viaggiare con essa alla stessa velocità potremo misurare la distanza tra i 'picchi' o gli avvallamenti, e chiameremo tale distanza lunghezza d'onda (λ, m). Se invece ci fermiamo in un punto e con un cronometro misuriamo il tempo che passa tra una cresta e l'altra misureremo il periodo, il cui inverso è la frequenza (ν , Hz). Lunghezza d'onda (λ) e frequenza (ν) sono legate dalla:

$$(1.1.1) \quad c = \lambda \cdot \nu$$

che vale per tutti i moti di propagazione ondosa mentre la velocità di propagazione c è una caratteristica del mezzo, e che per la REM vale $c = 300,000 \text{ km/s}$.

1.1.2. Diffrazione. Un cambio di densità del mezzo può determinare una riduzione della velocità di propagazione. La stessa REM risente di quest'effetto, che determina al momento di attraversamento della superficie di discontinuità un cambio di direzione. Tale fenomeno dipende dalla frequenza per cui frequenze diverse subiscono un diverso cambio di traiettoria. tale fenomeno è ottenuto in laboratorio con prismi e reticoli di diffrazione, con i quali una luce con in se tante frequenze è divisa nelle sue componenti. Il processo è poi utilizzato in strumenti di laboratorio noti come cromatografi e spettrografi.

In natura il fenomeno si verifica ogni qualvolta un raggio solare che stava attraversando una massa d'aria con certe caratteristiche incontra una massa d'aria ricca di fini goccioline d'acqua sospese (nuvole, nebbia) può dar luogo alla generazione di una o più archi multicolori noti come **arcobaleno**, tipicamente osservabile sul fronte di un temporale. Un fenomeno analogo si può osservare attorno al sole cui viene dato il nome di **gloria**.

1.1.3. La struttura della REM. REM è prodotta da ogni oggetto che ci circonda, in modo naturale oppure artificiale, e molti apparati creati dall'uomo ne generano (anche in modo accidentale). Quando un emettitore produce radiazione ad una sola frequenza si dice che siamo in presenza di *radiazione monocromatica* (con un solo colore), termine utilizzato

anche quando si ha a che fare con frequenze diverse da quelle del campo visibile (vedi sotto).

Le emittenti radiofoniche 'generano' REM ad un'unica frequenza (monocromatica) allo scopo di limitare l'energia sviluppata. La frequenza è poi modulata in diverse maniere allo scopo di trasportare il segnale (es. Modulazione di Ampiezza-AM, Modulazione di Frequenza-FM).

Nella maggior parte dei casi si è tuttavia in presenza di radiazioni a più frequenze: le antenne producono onde elettromagnetiche un po' come gli strumenti musicali, e quindi con una frequenza nominale o fondamentale ed un certo numero di frequenze indesiderate (spurie) più multipli e sottomultipli della frequenza *fondamentale*. Così succede anche nel caso dei colori (vedi sotto) che, benché possano sembrare molto netti, sono dati da luce composta di radiazione di diverse lunghezze d'onda.

1.1.4. L'Energia di una sorgente. L'energia di una sorgente radio è solitamente riferita all'unità di tempo ed è quindi una Potenza, e perciò espressa in Watt. Può essere tuttavia necessario riferirsi all'estensione del corpo che la emette, estensione in termini di superficie o angolo di emissione (si pensi alle parabole riflettenti); si fa uso in tal caso dei termini di irradianza ($J, \text{Watt}/m^2$) o di intensità radiante ($\text{Watt}/ster$). La potenza emissiva fa riferimento all'energia realmente emessa, ma l'energia utilizzata dal dispositivo emettitore può essere anche superiore. Il rapporto tra l'energia emessa e quella assorbita dal dispositivo è noto come efficienza, nella fattispecie Efficienza Radiante (Watt/Watt).

1.2. La radiazione termica

La REM viene generata da un rilassamento energetico di elettroni (su orbitali atomici o molecolari) eccitati attraverso un assorbimento di energia sotto varie forme. La REM emessa ha una frequenza stabilita dal *salto quantico* effettuato. In presenza di reazioni termochimiche, come in una fiamma, si verificano più salti quantici, per cui quello che si ottiene è uno *spettro* di emissione costituito da numerosi picchi emissivi; il caso più complesso corrisponde alla radiazione termica, costituita da tutte le possibili frequenze, come quella proveniente dal Sole, ma caratterizzate da una distribuzione ben precisa, espressa dalla legge di Planck:

$$(1.2.1) \quad u(\nu, T) = \frac{2h\nu^3}{c^2} \frac{1}{e^{h\nu/kT} - 1}$$

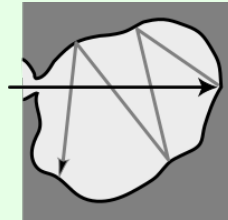
In questa legge l'intensità dell'emissione in ogni frequenza (ν) dipende esclusivamente dalla temperatura (vedi figura 1.2.1) in quanto c , h e k sono costanti:

- h costante di Planck = $6.626 \times 10^{-34} \text{ J}\cdot\text{s}$,

- k costante di Boltzmann = $1.3810 \times 10^{-23} \text{ W/K}$.

Poiché l'espressione rappresenta una densità di emissione (per unità di frequenza), per ottenere il potere emissivo della sorgente occorre specificare un intervallo di frequenze.

Il Corpo Nero - La *Teoria del Corpo Nero*, sviluppata a cavallo tra '800 e '900, è quella che ha portato alla legge di Planck. Per corpo nero si intende un corpo idealizzato in termini di una cavità dotata di una piccola fessura (si pensi all'occhio).



Qualunque tipo di REM incidente (qualunque frequenza) subisce all'interno della cavità un processo detto termalizzazione assumendo caratteristiche in relazione con la temperatura T del corpo nero e contribuendo a determinarne il valore: la REM che esce dalla fessura del Corpo Nero risponde a regole statistiche e termodinamiche [?].

Tale distribuzione è contrassegnata da un unico picco la cui altezza e posizione dipendono unicamente dalla temperatura, come evidenziato dalla linea tratteggiata in figura 1.2.1 che rappresenta la Legge di Wien:

$$(1.2.2) \quad \nu_{max} = 2.82 (k/h) T$$

$$(1.2.3) \quad \lambda_{max} = \frac{2.895 \cdot 10^{-3}}{T}$$

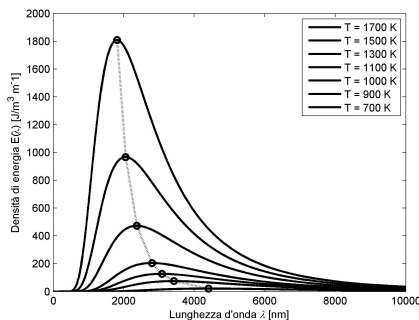


FIGURA 1.2.1. Distribuzione di emissione della radiazione termica

Termometria e visione a infrarossi - La legge di Wien è correntemente utilizzata in termometri, sensori e telecamere ad infrarossi per dedurre la temperatura di un corpo (o di un punto di esso) a partire dalla frequenza ottenuta con radiometri, sensori che rispondono alle REM non visibile. Questi sensori sono in grado di misurare l'intensità della sorgente in corrispondenza di alcune frequenze, da cui la logica interna ricostruisce la curva ipotetica quindi stima la posizione del picco, da cui la temperatura corrispondente. E' dall'uso di queste leggi che si è arrivati a stimare la T del sole.

1.2.1. La legge di Stefan-Boltzmann. Benché ogni corpo emetta REM in ogni frequenza, la totalità della radiazione emessa per unità di tempo (*potenza emissiva*) non può che essere un valore definito e dato dall'area sottesa dalla curva.

A partire dalla legge di Planck è possibile ottenere una espressione, anch'essa funzione della sola temperatura, che indica la totalità dell'energia emessa da un corpo per unità di superficie e che, come rappresentato in figura 1.2.2 cresce enormemente all'aumentare della temperatura assoluta.

Nella legge, detta Legge di Stefan - Boltzmann, la temperatura figura alla 4^a potenza:

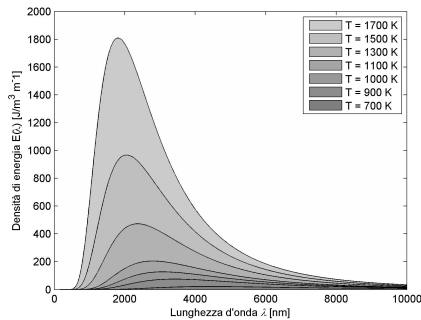


FIGURE 1.2.2. - Rappresentazione dell'area della distribuzione di Planck per T diverse

$$(1.2.4) \quad J = \sigma \cdot T^4$$

La costante Stefan - Boltzmann: $\sigma = 7.56 \cdot 10^{-8} \text{ W/m}^2 \text{ K}^4$ riassume le costanti viste nelle espressioni precedenti. In sostanza, mentre la temperatura assoluta di un corpo (sia esso solido, liquido o gassoso) è correlata all'energia cinetica delle molecole, una quota rapidamente crescente di questa energia è persa come radiazione termica, con un tasso di crescita descritto dalla legge appena vista.

Temperatura delle Lampade - Dopo millenni di illuminazione artificiale basata sulla combustione (lampade ad olio, candele,..), nasce nell'1800 la lampada a incandescenza (Coolidge, Edison), basata sulla dissipazione di una corrente elettrica in un filamento sottile che si surriscalda al passaggio di una corrente elettrica fino a diventare incandescente. Mentre inizialmente il problema era la durata dei filamenti, successivamente l'obiettivo era raggiungere temperature di esercizio sempre più elevate, consapevoli che l'efficienza emissiva aumentava con la temperatura.

1.2.2. Legge di Kirchoff. La legge di Stefan-Boltzmann vale nell'assunzione che il corpo caldo si comporti come un Corpo Nero perfetto, rispettando le ipotesi di omogeneità di temperatura e assenza di riflessioni: per i corpi reali è comune applicare un coefficiente correttivo, detto emissività specifica ϵ , per cui per i casi reali l'equazione di Stefan-Boltzmann va applicata come segue:

$$(1.2.5) \quad J = \epsilon \cdot \sigma \cdot T^4$$

Nella tabella sottostante sono riportati alcuni valori di emissività per alcune superfici naturali a $T = 20^\circ\text{C}$ (per $\lambda = 5 : 100\text{nm}$) in cui si osserva che il valore del coefficiente correttivo non si discosta in modo rilevante dall'unità.

Sostanza	ϵ
Neve	0.99
Ghiaccio	0.92
Acqua	0.86
Terreno Nudo	0.97
Vegetazione	0.94

La differenza del corpo in questione da un Corpo Nero Ideale si riflette anche sul corpo in qualità di assorbitore.

A tal proposito occorre dapprima enunciare la legge di Kirchoff, che stabilisce che per il principio di conservazione dell'energia l'energia incidente (I) deve equivalere alla somma di quella Assorbita (A), quella riflessa (R) e quella Trasmessa (T):

$$(1.2.6) \quad J_I = J_A + J_R + J_T$$

L'espressione può essere espressa anche nella forma di coefficienti di assorbanza α , riflettanza ρ e trasmittanza τ :

$$(1.2.7) \quad 1 = \alpha + \rho + \tau$$

Sempre per la conservazione dell'energia segue anche che, per un corpo è opaco ($J_T = J_R = 0$), in condizioni stazionarie il flusso entrante

deve equivalere a quello uscente $J_A = J_I$ (altrimenti la sua temperatura aumenterebbe) per cui l'assorbanza deve essere pari all'emittanza:

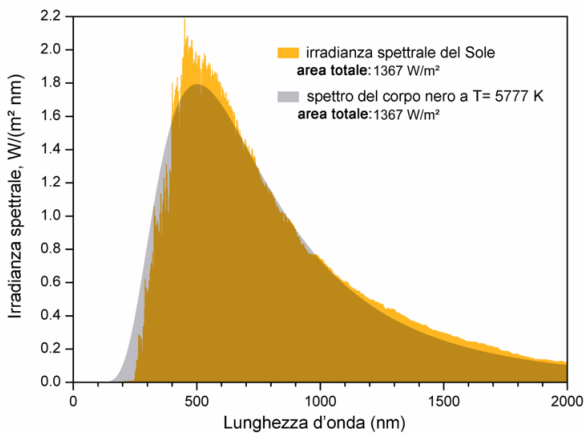
$$(1.2.8) \quad \epsilon = \alpha$$

1.3. L'Irraggiamento Solare

La quantità di energia che giunge su una certa superficie è detta irraggiamento (I , $Watt/m^2$) ed il valore dell'intensità dell'irraggiamento solare alla sommità dell'atmosfera terrestre, pressoché costante, prende il nome di costante solare e vale c.ca $1370 W/m^2$. Tale valore rappresenta il massimo che potremmo osservare al suolo su una superficie perpendicolare ai raggi solari, con un'atmosfera estremamente limpida.

Lo spettro della radiazione solare alla sommità dell'atmosfera è assai simile a quella di un corpo nero teorico, pur mostrando tutte le differenze tipiche di un sistema fisico reale (vedi figura, da [22]).

Una delle prove della validità della teoria del Corpo Nero è data proprio dalla capacità di spiegare la forma dello spettro solare. Nella figura è riportata la distribuzione osservata del Sole confrontata a quella di corpo nero che meglio si adatta, corrispondente alla Temperatura di c.ca 5780 K che è interpretata come Temperatura superficiale del Sole.



1.4. La luce

Molta parte della radiazione solare costituisce ciò che chiamiamo luce, ovvero la REM percepibile dall'occhio umano, caratterizzata da lunghezze d'onda comprese nell'intervallo 400 – 800 nm. Anche per la radiazione visibile occorre distinguere tra quantità/qualità emessa e pervenuta, ma in questo caso lo faremo tenendo sempre conto della curva di sensibilità dell'occhio umano. A tale scopo occorre discriminare due aspetti, la sensibilità e la composizione cromatica. Per quanto riguarda il primo aspetto, l'occhio, come gli altri sensi reagisce alla proporzione di variazione di livello adattandosi ad intensità luminose molto diverse.

La luminosità di una sorgente si misura in Lumen (LM), dove 1 LM corrisponde ad una sorgente con un potere emissivo che alla frequenza di 555 nm vale 1/683 Watt. L'intensità luminosa è invece una grandezza riferita all'unità dell'angolo (solido) ed è misurata in candele (CD=LM/steradiante). Infine la luce incidente su una superficie, indicata come illuminazione, si misura in Lux - $1 \text{ Lux} = 1 \text{ LM}/\text{m}^2$.

Per quasi tutti gli ambienti che non sono direttamente illuminati del sole, e quindi ambienti ombreggiati e interni, la misura dell'illuminazione è preferita a quella *radiometrica*, per la quale si fa uso di strumenti quali gli esposimetri. In tabella sono riportati alcuni valori di luminosità in cui ci si può rendere conto del grado di adattabilità dell'occhio umano.

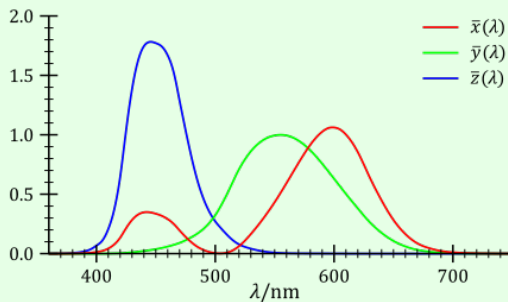
condizione	Lux
Luce solare diretta	50,000
Luce del giorno diretta con cielo sereno	10,000-20,000
Luce del giorno con cielo coperto	1,000-5000
Interno ufficio	200-500
Minimo per una lettura confortevole	300
Illuminazione corridoi e zone di lavoro esterne	50-100
Tramonto	10-1
Illuminazione pubblica su strada principale	15
Illuminazione pubblica su strada secondaria	5
Notte luna piena	0.3
Notte con quarto di luna	0.1
Notte senza luna con cielo stellato	0.001
Notte senza luna con cielo coperto	0.0001

1.4.1. Il Colore. È noto che nell'occhio umano (nella retina) sono presenti due tipologie di fotorecettori, i coni e i bastoncelli, con diverse curve di sensibilità (luminosity function): i coni operano ad alta luminosità (visione fotopica) mentre i bastoncelli hanno un'azione che prevale a bassa luminosità (visione scotopica).

La percezione del colore è legata alla presenza di recettori con una diversa risposta alle frequenze che sono in grado di inviare al cervello informazioni, che noi ricostruiamo in ciò che chiamiamo colori. Durante l'evoluzione gli occhi delle specie animali hanno ospitato pigmenti diversi tant'è che gli uccelli hanno una visione basata su 4 tipi di pigmenti (quadricromia), mentre i primati hanno acquisito una modalità visiva basata su 3 pigmenti [9].

Modelli di colore - I modelli di colore sono modelli che rappresentano il colore come risultante (vettoriale) di più informazioni quali 3 colori fondamentali come nel modello CYM, RGB, o XYZ, ovvero 3 frequenze che contraddistinguono la sensibilità dell'occhio umano come nel modello CIE rappresentato in figura; nei modelli HSL ed HSV esiste una sola informazione che rappresenta il colore (Hue) ma due sono i gradi di libertà riservati al modo in cui tale colore può essere percepito, saturazione (S) ed intensità (Level, Value).

In figura (da [1]) è riportata la distribuzione teorica delle tre componenti percettive dell'occhio umano utilizzate nei modelli CIE [4].



1.4.2. Luci artificiali. Oltre alle lampada a combustione ed incandescenza introdotte in precedenza, oggi il mercato mette a disposizione

lampade basate su un ampio ventaglio di tecnologie. Alcune delle più diffuse tecnologie sono rappresentate da:

- lampade alogene, sono l'evoluzione delle lampade ad incandescenza; in esse continua ad esistere un filamento, ma sono dotate di una significativa innovazione, quella del ciclo alogeno: il tungsteno del filamento che evapora a causa della temperatura elevata reagisce con un gas alogeno formando un alogenuro di tungsteno che si ri-deposita sul filamento stesso decomponendosi nuovamente in tungsteno metallico. La tecnica ha permesso di raggiungere temperature di esercizio (e di colore - vedi sotto) molto elevate, con uno spettro di ottima qualità (ancora in gran parte termico).

La Temperatura di Colore - L'equazione di Planck determina una relazione tra la temperatura assoluta e la frequenza di picco della distribuzione di una emissione termica che permette di assegnare ad ogni corpo una *Temperatura di Colore*, criterio oggi utilizzato per classificare le lampade, specie i tubi a scarica.

- lampade a scarica, sono basate sulla sostituzione della tecnica di generazione di luce attraverso l'*attrito* generato dall'attraversamento di elettroni in un conduttore di bassa sezione, con una basata sull'*eccitazione* di atomi in una atmosfera debolmente conduttrice e conseguente *rilassamento*; i diversi gas utilizzati permettono di ottenere temperature di colore che vanno dai 2000 ai 5400K e comprendono molte delle lampade professionali utilizzate nelle illuminazioni pubbliche, campi sportivi e serri-coltura. Molto diffuse sono le lampade a Fluorescenza (FL) che includono i diffusi 'tubi al neon', anch'esse con un ampio range di temperatura di colore (3000-6500K).

I fulmini - Le lampade a scarica così come in molti altri apparecchi elettronici precedenti all'avvento dei semiconduttori, come tubi catodici dei vecchi televisori, valvole termoioniche etc, si racchiude un processo che in natura è quello alla base di fulmini. Il fulmine si genera poiché nello sviluppo dei temporali ci sono enormi accumuli di cariche nelle nubi, che a certo punto vanno a scaricarsi a terra attraverso *cammini preferenziali* che tipicamente terminano su cuspidi altamente conduttive. (immagine da [10])



- Lumileds - Negli ultimi anni (dal 2005) il mercato dell'illuminazione artificiale è stato rivoluzionato dall'avvento di una nuova tecnologia, quella dei LED ad alta luminosità, i lumileds. Essi sono nati da un perfezionamento dei diodi ad emissione luminosa (LED) con colorazioni fisse, tipicamente rosso e verde: inizialmente fu difficile ottenere la luce blu necessaria a produrre una completezza di gamma e quindi la luce bianca. Oggi i lumileds hanno invaso tutte le applicazioni, dall'*automotive* alle più sofisticate illuminazioni di ambienti.

La luce generata dalle ultime due tipologie di lampade non è radiazione termica. Il basso consumo che le caratterizza deriva dal fatto che lo spettro, pur apparentemente completo, è come nel caso delle altre lampade a basso consumo, non include l'intera gamma di frequenze che contraddistingue una lampada 'termica'.

A causa di questa incompletezza nel 'simulare' la radiazione solare, tali lampade puntano sulla capacità dell'occhio umano nello 'smussare' i picchi, ricostruendo così una percezione della luce simile a quella del giorno. Tali apparati possono in realtà determinare stanchezza all'apparato visivo di persone più sensibili nel permanere in ambienti con tali illuminazione per lungo tempo.

1.4.3. La Luminosità delle lampade. Nel caso delle lampade può risultare importante saper tradurre informazioni di potenza in grado di luminosità. Allo scopo si fa suso dell'efficienza luminosa di un lampada, solitamente riportato dalla casa costruttrice, che si basa sulla forma dello spettro luminoso:

$$E_{lux} = J_W/m^2 \cdot \eta$$

Tipo di Lampada	η (lumens/watt)
A incandescenza (filamento di tungsteno)	12.5-17.5
Alogena	16-24
A fluorescenza	45-75
LED	30-90
Ioduri metallici	75-100
Vapori di Hg	35-65
Vapori di Na - HP	85-150
Vapori di Na - LP	100-200

1.4.4. IL Condizionamento della Luce. La qualità della luce può essere cambiata miscelando diverse fonti luminose o apponendo tra la sorgente e l'ambiente illuminato dei filtri cioè materiali semitrasparenti in grado di limitare o impedire il passaggio di alcune componenti.

Filtri fotografici - La fotografia analogica tradizionale fa uso da tempo di schermi tipicamente in materiale vetro/plastico in grado di operare un filtraggio selettivo della luce. Tali filtri si possono rendere necessari anche per effettuare correzioni cromatiche indotte dalle lenti del dispositivo fotografico.

Con la fotografia digitale tale filtraggio può essere applicato in diversi momenti, da quello in cui è catturata l'istantanea, alla elaborazione finale grazie all'uso di software appropriato.

Il **colore di un oggetto** è profondamente diverso da quello di una sorgente luminosa. La luce che ci proviene dalla superficie di un oggetto dipende in primo luogo dalle sorgenti che lo stanno illuminando. Il materiale infatti agisce come un filtro, assorbendo dalla luce certe componenti e restituendo per trasmissione, riflessione e diffusione le rimanenti. Ogni superficie è contraddistinta da un aspetto in cui, assieme al colore giocano un ruolo importante traslucenza, trasparenza, rugosità,

disomogeneità (presenza di particelle come nelle vernici metallizzate). A bassa luminosità (buio) il colore sarà prossimo al nero mentre ad alta luminosità il colore si avvicinerà a quello della sorgente. Inoltre mentre il colore della luce risultante di più sorgenti è ottenuto con un modello sottrattivo, il colore di una sostanza ottenuta miscelando pigmenti diversi ha un modello additivo.

Il rendering - nelle applicazioni di realtà virtuale, dai videogiochi ai programmi di progettazione, la simulazione realistica dell'illuminazione degli ambienti e degli oggetti in essi rappresentati è molto importante. Per questo questi software inglobano una componente di calcolo molto importante, in cui sono simulate sorgenti puntuali, vicine e angolari e diffuse, presenza di un'atmosfera, trasparenze, specularità che variano al varare del punto di vista dell'osservatore per cui la cui complessità dei calcoli spesso richiede l'uso di processori dedicati (schede grafiche).

1.5. L'aria: l'atmosfera terrestre

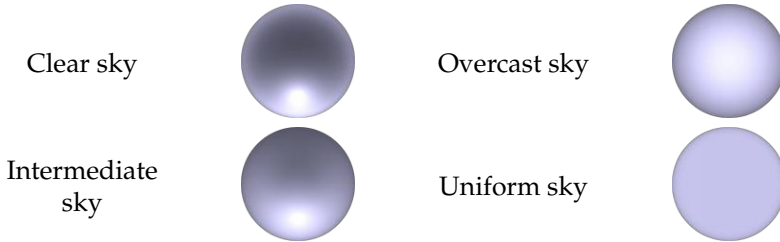
Lo studio dell'atmosfera è ripartito in branche fondamentali ed applicate quali fisica dell'atmosfera, meteorologia e climatologia. La meteorologia si è staccata dall'astronomia quando ci si è resi conto che atmosfera e sfera celeste erano due cose distinte fornendo supporto alla navigazione nautica e successivamente a quella aeronautica. La climatologia è invece associata a studi botanici e sociali in cui è studiato in tutte le sue sfaccettature il rapporto tra ambiente ed organismi. La fisica dell'atmosfera descrive le dinamiche atmosferiche attraverso il rigore della fisica portando allo sviluppo degli oggi diffusi modelli previsionali.

1.5.1. Il Cielo. Con cielo intendiamo la volta 'celeste', soggetto su cui si sono dibattuti filosofi, scienziati e religiosi nei secoli passati: si pensi solo alla fatica di Galileo nel far accettare la sfericità della Terra !

In questo ambito con cielo ci riferiamo alla parte di massa gassosa al di sopra della superficie terrestre, che nelle ore di luce ed in assenza di copertura nuvolosa è di colore 'celeste' appunto. Con cielo si identifica anche una sorgente luminosa caratterizzabile in termini di intensità e colorazione.

In riferimento a ciò sono stati definiti una serie di Cieli Standard CIE (Comité International de l'Eclairage, [11]) utilizzati per la progettazione

ambientale, determinati da una distribuzione di emissività su due angoli (azimuth e zenith). In questi modelli si può osservare il variare della luminosità con l'Altezza che con l'Azimuth, la possibilità di localizzare il sole (a mezzogiorno) che scompare a mano a mano che si va dal cielo sereno a quello coperto.



1.5.2. Struttura dell'atmosfera. L'atmosfera terrestre data da una miscela gassosa pressoché trasparente alla luce dello spessore di poche centinaia di *km*. L'atmosfera ha una struttura stratificata distinta nelle seguenti regioni:

- troposfera – strato superficiale dello spessore di 8km ai poli e 17 km all'equatore. La pressione atmosferica, pari a c.ca 1013mbar al suolo, è di c.ca 850mbar a 1000m e di c.ca 500mbar a 5000m mentre la temperatura diminuisce con l'altezza ad un tasso di $7 - 10^{\circ}C/km$. La troposfera è lo strato interessato dalle nubi originate dalle abituali perturbazioni.
- stratosfera è uno strato di atmosfera che raggiunge l'altezza di c.ca 50 km, in cui è possibile notare un graduale riscaldamento (da $-60^{\circ}C$ si risale fino a c.ca $-10^{\circ}C$); benché l'atmosfera sia più rarefatta l'ossigeno presente assorbe l'energia solare riscaldandosi. Gli aerei di linea viaggiano all'estremo inferiore di questa regione dell'atmosfera, alle medie latitudini tipicamente a 10km di altezza, in cui sono fenomeni di instabilità atmosferica sono pressoché assenti. Nella stratosfera si originano inoltre correnti a getto molto forti di cui gli aerei riescono a trarre vantaggio nelle lunghe percorrenze. È in questo strato che troviamo presenza di Ozono, una molecola composta di 3 atomi di ossigeno, avente la capacità di assorbire la componente ultravioletta (UV) del sole;

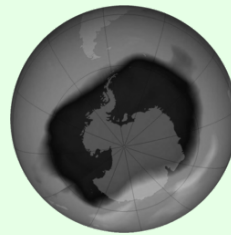
- mesosfera – strato di atmosfera che raggiunge i 100k di altezza, in cui la rarefazione dei gas fa sì il bilancio termico si a negativo e che la temperatura scenda a -100°C ;
- termosfera – strato di atmosfera in cui vi è una graduale rarefazione di gas che però, esposti direttamente ai raggi solari, si riscaldano fino ad assumere temperature molto alte (anche 2000°C). I primi 600 km prendono il nome di *ionosfera* in quanto costituita da gas ionizzati in grado di riflettere le onde lunghe; viene chiamata invece *esosfera* la parte più esterna.

Le regioni sono connesse da regioni di transizione denominate rispettivamente tropopausa, mesopausa e stratopausa.

1.5.3. Schermatura alla Radiazione Solare. La REM possiede anche componenti con frequenze maggiori del visibile, a cominciare dall'UltraVioletto (UV), che possono essere molto dannose per gli organismi viventi, ma la cui intensità si riduce drasticamente nell'atmosfera il cui strato sommitale è caratterizzato dalla presenza di una molecola, l'ozono (O_3) in grado di assorbire gran parte della radiazione UV (che rimane fortemente presente ad alta quota).

Il buco dell'ozono - Alla fine degli anni 1970 alcuni ricercatori hanno cominciato a rilevare la riduzione dello spessore della fascia di ozono (O_3), imputato alle emissioni di gas utilizzati nel ciclo frigorifero (es.CFC, poi messi fuori legge). Il buco dell'ozono, seppure ridimensionato negli anni permane sul polo sud e si rende particolarmente pericoloso alle basse latitudini nel periodo estivo, quando i raggi solari giungono sulla terra con un basso angolo per chi vive nelle parti più estreme dell'emisfero australe.

L'attenzione agli UV è risaltata dalle previsioni meteo in associazione a giornate particolarmente terse ed ad alta quota. L'immagine riporta il "buco dell'ozono" nel 2006 ([16])



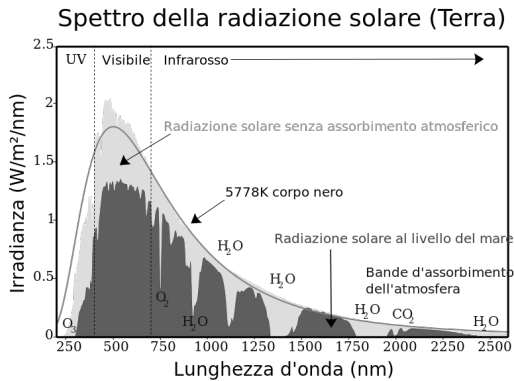
1.5.4. L'Atmosfera Terrestre come miscela gassosa. La composizione della parte di atmosfera più prossima al suolo (troposfera) è quella che maggiormente ci interessa in quanto maggiormente in relazione alla vita sul pianeta Terra e riportata in Tabella.

Componente (gas)	Formula	Concentrazione
<i>Azoto</i>	N_2	78.08%
<i>Ossigeno</i>	O_2	20.94%
<i>Argon</i>	Ar	0.9340%
<i>Anidride carbonica</i>	CO_2	330ppm
<i>Neon</i>	Ne	18.00ppm
<i>Elio</i>	He	5.20ppm
<i>Metano</i>	CH_4	1.65ppm
<i>Cripton</i>	Kr	1.10ppm
<i>Idrogeno</i>	H_2	0.58ppm
<i>Protossido di azoto</i>	N_2O	0.33ppm
<i>Xenon</i>	Xe	0.09ppm
<i>Ozono</i>	O_3	10 – 100mg/kg
<i>Monossido di Carbonio</i>	CO	10 – 200mg/kg
<i>Anidride Solforosa</i>	SO_2	0.01 – 0.1mg/kg
<i>Ossidi di Azoto</i>	$NO : NO_2$	0.001 – 10mg/kg

Come si osserva l'atmosfera è dominata da due gas, uno particolarmente reattivo, l'Ossigeno (O_2 , 21% circa) ed uno sostanzialmente inerte, l'Azoto (N_2 , 78%).

L'aumento della CO_2 - In serricoltura è in uso da anni l'aumento della concentrazione di CO_2 negli ambienti di coltura poiché è provato che essa determina aumenti nella produzione. La CO_2 è un gas più pesante dell'aria per cui nella fase di arricchimento occorre fare in modo che rimanga nell'ambiente evitando la presenza di varchi nelle zone depresse della serra. Si utilizzano concentrazioni anche superiori a 1500ppm.

1.5.5. L'Atmosfera come filtro ottico. Tutti gas atmosferici sono diversamente trasparenti alla radiazione solare. Ognuno di essi determina perciò un filtraggio della radiazione solare, facendola allontanare dallo spettro 'termico' visto in precedenza: in figura (da [12]) è riportato lo spettro solare al suolo in condizioni di cielo sereno.



Una diversa composizione atmosferica (es. presenza di inquinanti) o una diversa incidenza dei raggi solari può determinare una diversa composizione dello spettro luminoso e quindi una diversa colorazione del cielo. Mentre la presenza di nuvole o nebbia appiattisce i colori uniformando tutte le componenti della radiazione luminosa al punto di trasformarla in perfetta luce bianca.

La Luce in Montagna - L'intensa colorazione dei fiori di montagna è attribuita alla più ricca composizione della radiazione solare in alta quota, dove il ridotto spessore dell'atmosfera porta ad un minor assorbimento di alcune componenti della radiazione solare, tipicamente quella a maggior energia, blu-violetto.

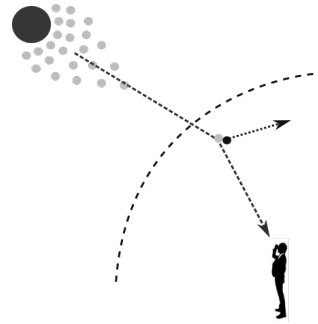
1.6. La natura particellare della radiazione

Mentre alle basse frequenze nella REM prevale un comportamento ondulatorio, all'aumentare della frequenza e quindi dell'energia, la REM inizia ad essere sempre più 'impacchettata' in quantità indivisibili detti

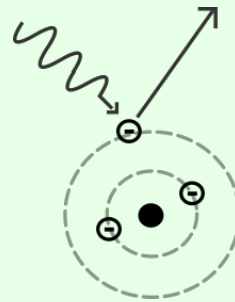
quanti che ne determinano un carattere **particellare**: nel caso della luce si parla così di **fotoni**.

In generale si preferisce l'approccio **ondulatorio** o **particellare** a seconda del processo analizzato: se la radiazione determina un flusso di calore è preferibile pensarla come un flusso di energia radiante mentre in processi quale la fotosintesi è preferibile vedere la radiazione solare in termini di fotoni.

L'azzurro del cielo - La colorazione azzurra del cielo e dell'acqua di mare sono dovute all'effetto Reileigh, dovuto allo 'scattering' dei fotoni sui gas atmosferici, L'effetto ha un'intensità crescente con la frequenza ($\propto 1/\lambda^4$), per cui le frequenze più prossime al violetto sono maggiormente diffuse, al contrario di quelle meno energetiche che invece vengono assorbite dai gas. Il fenomeno si accentua all'alba e al tramonto quanto il sole è più basso sull'orizzonte, per via della rifrazione che permette di sopravvivere alla radiazione più vicina al rosso.



L'effetto fotoelettrico - La tecnologia del fotovoltaico (PV-PhotoVoltaic), diffusamente utilizzata per la generazione alternativa di corrente elettrica, si basa su un effetto in cui la luce assume il ruolo di una particella che, quando impatta su una superficie di un semiconduttore scassa elettroni dall'atomo cui sono legati, come in un urto tra biglie.

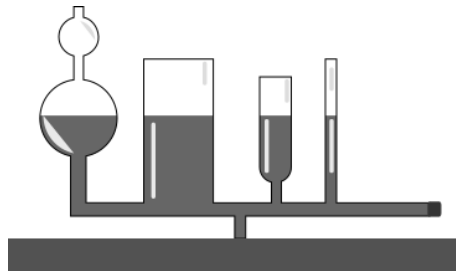


1.7. Fluidostatica

L'atmosfera e gli oceani hanno molto in comune: entrambi sono fluidi e quindi non posseggono dimensioni e forma propri, ma posseggono una massa e quindi sono soggetti alla forza di gravità e ciò fa sì che entrambi siano confinati nelle depressioni del pianeta dall'effetto della gravità terrestre. La fluidostatica è lo studio del comportamento di un fluido in equilibrio, ed è descritta principalmente da tre leggi.

La prima è data dal principio di Pascal (Blaise, 1623 – 1662) che stabilisce che la pressione è una variabile scalare, senza una direzione di applicazione privilegiata: il fluido trasferisce la forza esercitata in un suo punto uniformemente su tutta la superficie del recipiente, perpendicolarmente alla superficie stessa.

La seconda legge, dovuta a Torricelli (Evangelista, 1608–1647), è rappresentata dal principio dei vasi comunicanti: se si versa un liquido in un contenitore con forma qualunque il fluido si ridistribuisce raggiungendo ovunque la stessa altezza, come raffigurato in figura per vasi con forma e sezione diversa.



Il sifone è un sistema di conduzione per liquidi con particolari funzioni. Nei lavabi e nelle condutture domestiche serve ad impedire il passaggio di maleodori all'interno delle abitazioni. Sistemi a sifone si possono innescare in natura (grotte, falde acquifere) permettendo l'acqua di fluire attraverso impedimenti. La permanenza di acqua in zone basse può però ingenerare effetti negativi, quali facilitare la deposizione di uova di insetti (zanzare) o attività metaboliche anaerobiche (es. sifone nei pluviali).

	Pascal <i>N/m²</i>	Bar <i>dyn/cm²</i>	Atm	Torr <i>mm Hg</i>	<i>metri</i> <i>m H₂O</i>
Pascal	1	10 ⁻⁵			
Bar	100'000	1			
Atm	101'325	1.01325	1	760	10.33
Torr			1/760	1	
<i>m H₂O</i>					1

La terza legge è quella di Stevino (Simon Stevin, 1548 -1620), che dice che in un fluido la pressione cresce univocamente in funzione della profondità (h,m) determina una pressione:

$$P = \rho \cdot g \cdot h$$

dove $g(9.81 m/s^2)$ è la forza di gravità e $\rho(kg/m^3)$ la densità del fluido.

I subacquei sanno che a profondità crescente, la pressione aumenta di un valore pari alla pressione atmosferica terrestre al suolo all'incirca ogni 10m di profondità.

1.7.1. Unità di misura della pressione. La pressione può essere espressa in diverse unità di misura. Poiché il Pascal (Pa) corrisponde ad un valore di pressione molto bassa, in alternativa al kiloPascal (kPa) o l'ettoPascal (hPa), si usa comunemente il Bar (o dove necessario il sottomultiplo mBar) pari a $100,000Pa = 100kPa = 1000hPa$. Tale valore molto vicino alla pressione atmosferica le cui misurazioni hanno portato alla definizione da parte del comitato di pesi e misure (CGPM) dell'atmosfera (Atm), una definizione puramente convenzionale secondo cui $1Atm = 1013,25mBar$. In riferimento ad essa è definito il Torr = $1/760Atm$.

1.7.2. La pressione atmosferica. Anche se l'atmosfera è una miscela gassosa, quando si confronta ad un'altro fluido lo fa sulla base delle stesse leggi. Torricelli fu il primo a realizzare che atmosfera ed oceani non sono che due fluidi a contatto l'uno dell'altro.

Utilizzando il principio dei vasi comunicanti e la legge di Stevino applicata a due fluidi diversi otteniamo il secondo principio della fluidostatica, che ci dice che, se si versano due liquidi non miscibili e con differente densità, i liquidi raggiungono altezze diverse. Infatti la pressione

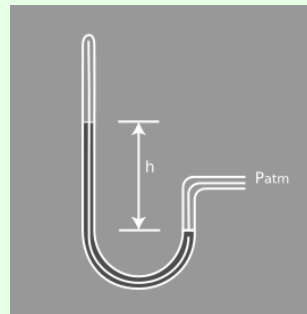
esercitata da ciascun liquido sull'interfaccia deve essere uguale:

$$\rho_1 g h_1 = P_1 = P_2 = \rho_2 g h_2$$

Anche se nel caso dei gas la legge di Stevino non è sufficiente ad esprimere le variazioni di pressione con l'altezza (a causa del variare della densità con la pressione) l'espressione rimane formalmente valida all'interfaccia ed il concetto fu utilizzato da Torricelli per misurare la pressione dell'atmosfera terrestre al suolo.

L'esperimento dell'argento vivo - Si tratta dell'esperimento che ha consegnato Torricelli alla storia, portando alla determinazione della pressione atmosferica. In pratica esso è basato sull'utilizzo di un sifone con un'estremità chiusa riempito di mercurio ($Hg, \rho = 13600 \text{ Kg/m}^3$) l'unico metallo che a temperatura ambiente è allo stato liquido, detto in passato argento vivo.

I due fluidi in gioco sono Hg e atmosfera. Poiché sull'estremità chiusa può gravare solo la colonna di Hg , mentre su quella aperta è l'atmosfera ad esercitare la pressione, la differenza di quota tra i due menischi del Hg equivale alla pressione esercitata dalla colonna d'aria soprastante. Tale altezza è di c.ca 760 mmHg . In onore dello scienziato, il mmHg prende il nome di *Torr*.



1.7.3. Il galleggiamento. Un'altra conseguenza delle leggi appena viste è il fenomeno del galleggiamento. Quando abbiamo a che fare con fluidi immiscibili con densità diverse, il fluido meno denso subisce una spinta verso l'alto: tale fenomeno si verifica anche all'interno di un fluido omogeneo o fluidi miscibili ma costituenti bolle di fluido più leggero temporaneamente rese immiscibili dalle diverse condizioni fisiche (o in un contenitore ermetico).

L'entità della forza è espressa dal principio di Archimede: la forza verso l'alto esercitata su un corpo immerso è pari al peso del fluido spostato. In generale quando si parla di 'peso del fluido spostato' va considerata la differenza tra il peso del fluido spostato e quella del fluido che prende il suo posto: la legge di Archimede trascura il peso dell'aria semplicemente perché è molto basso (c.ca 1/1000 dell'acqua).

1.8. L'acqua

L'acqua, è la sostanza più presente in natura e alla sua presenza ed azione vanno imputate molte delle caratteristiche del pianeta terra e delle peculiarità degli organismi viventi. Quando gli scienziati cercano segni di vita negli altri pianeti o prove che vita possa esserci stata, cercano i segni lasciati dall'acqua (es. erosione).

Dal punto di vista chimico l'acqua è una sostanza inorganica composta di idrogeno e ossigeno, formula H_2O , peso molecolare 18.016, punto di fusione $0^\circ C$, punto di ebollizione $100^\circ C$.

Da questo fatto derivano la maggior parte delle singolari proprietà dell'acqua e, in particolare, il suo eccezionale potere solvente: l'acqua è per questo il *solvente* più diffuso, infatti molta parte delle sostanze soprattutto di ordine minerale, presenti sulla terra, sono di tipo polare.

L'acqua ha inoltre una capacità termica maggiore di molte altre sostanze, e quindi la capacità di immagazzinare enormi quantità di calore: per questo le grandi masse oceaniche sono in grado di condizionare il clima dell'intero pianeta. Tale caratteristica è anche il motivo del diverso comportamento di un suolo umido rispetto ad uno asciutto.

1.8.1. Il vapor d'acqua. La legge di Dalton (John, 1766-1844) afferma che la pressione totale di un gas è pari alla somma algebrica delle pressioni parziali dei gas costituenti la miscela.

Nel caso dell'aria secca la pressione P_{dry} è data dalla somma delle componenti:

$$(1.8.1) \quad P_{dry} = P_{N_2} + P_{O_2} + \dots$$

Poiché il vapor d'acqua è un gas, esso contribuisce al pari degli altri a determinare la pressione totale attraverso la propria pressione parziale, abitualmente indicata come e , per cui potremo dire che la pressione totale

P_{tot} è pari a:

$$(1.8.2) \quad P_{tot} = P_{N_2} + P_{O_2} + \dots + e$$

L'umidità relativa, è il più diffuso modo di misurare il quantitativo di vapor d'acqua presente nell'aria, è il rapporto tra la la pressione parziale e e quella massima (e_s), il cui valore dipende dalla temperatura, ed è espressa in percentuale:

$$(1.8.3) \quad UR = \frac{e}{e_s} \cdot 100$$

L'umidità assoluta, meno utilizzata, esprime invece il contenuto d'acqua sotto forma di vapore riferita all'unità di massa secca.

Il deficit di pressione di vapore (VPD, Vapor Pressure Deficit) esprime invece la quantità di pressione che 'manca' all'atmosfera per raggiungere la saturazione:

$$(1.8.4) \quad VPD = e_s - e$$

Attività - Il rapporto e/e_s è noto come attività (a_w , water activity) ed è utilizzato in tutti i quei settori dove l'umidità sia posta in relazione all'attività dei microorganismi (funghi, microbi,..) come nella scienza degli alimenti, microbiologia e micologia. L'umidità relativa è infatti un indicatore della presenza di acqua libera, ovvero non legata e quindi disponibile per gli organismi viventi presenti. Un valore di attività dell'80% è considerato sufficiente per lo sviluppo di muffe, batteri e funghi in ambiente controllato.

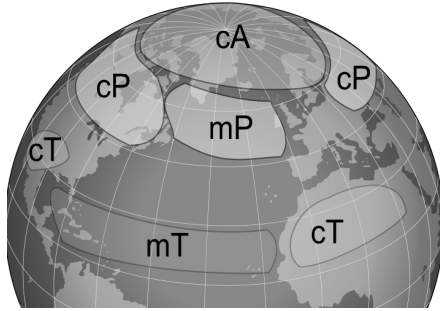
1.8.2. Tipologie di masse d'aria. Quando masse di atmosfera stazionano a lungo in una determinata regione del globo assumono caratteristiche Temperatura e Umidità tanto da permetterne una classificazione.

Le masse d'aria Polari (P) o Artiche (A) sono contraddistinte da basse o bassissime temperature, al contrario delle masse d'aria di origine tropicale (T) ed equatoriale (E) da temperature elevate. In termini di umidità si distinguono invece le marittime (m) dalle continentali (c). Ne emergono le seguenti combinazioni prevalenti alle medie latitudini:

- cP: fredda e secca
- mP: fredda e umida

- cT: calda e secca
- mT: calda e umida

Nella figura sotto è rappresentata una possibile disposizione di masse d'aria sui mari e le terre emerse nel settore atlantico dell'emisfero boreale.



1.8.3. Nebbie e nubi. Sebbene quando pensiamo all'acqua liquida è più facile richiamare alla mente mari, fiumi e laghi, l'acqua è comunemente allo stato liquido anche nell'atmosfera. Le nubi sono protagonista di molti scenari pittorici e fotografici, così come le nebbie, parti essenziali dello scenario di molti romanzi gialli; entrambe poco apprezzate da chi viaggia, sono entrambe formate da goccioline d'acqua, nel secondo caso di dimensione così piccola da galleggiare nell'aria.

La peggior qualità della nebbia è quella di limitare la visibilità: è questo fattore che annovera infatti la nebbia tra le idrometeorie più dannose per l'uomo, alla base di numerosi incidenti automobilistici e collisioni navali. La visibilità è una delle osservazioni cardinali compiute in aeronautica, condizione indispensabile per la navigazione aerea e marittima. Numerose sono state le collisioni in mare avvenute a causa della nebbia.

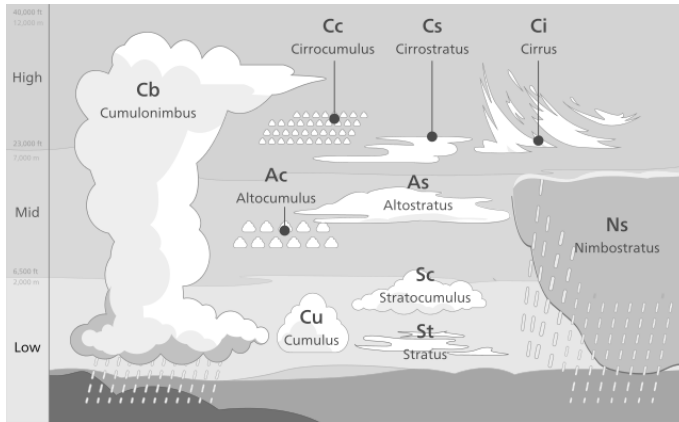
Tecnicamente si parla di nebbia quando la visibilità è inferiore ai 400m, di nebbia spessa se la visibilità è inferiore ai 200m e di nebbia densa se la visibilità scende al di sotto dei 40m; si parla invece di nebbia moderata se si percepiscono forme fino a 1km e di foschia per distanze superiori.

La presenza di nebbia è sintomo di un tasso di umidità prossimo al 100%; infatti se c'è nebbia è perché l'aria non riesce a contenere vapor d'acqua a sufficienza in forma gassosa. In presenza di emissioni essa

può anche diventare ricettacolo di inquinanti dando luogo ad un altro fenomeno atmosferico poco amato, quello dello smog.

Quando questi ammassi di goccioline non sono al suolo ma in quota, prendono il nome di nubi, ubiquitarie in innumerevoli quadri e ritratti di paesaggi e che si sono enormemente arricchite con l'avvento della fotografia mentre l'aviazione ne ha permesso lo studio della struttura e delle dinamiche: la **nefologia** si occupa dello studio della dinamica della formazione delle masse nuvolose mentre la meteorologia ne ha definito una *nomenclatura*, riportata in tabella e visualizzate nella figura (da[5]).

Localizzazione	Sigla	nome	descrizione
	Cu	Cumuli	nubi individuali a sviluppo verticale e base piana cupoliformi e fioriformi
Bassa quota (0 – 2000m)	St	strati	nubi basse uniformi
	Sc	Stratocumuli	nubi in banchi con aspetto di acciottolato
	Cb	Cumulonembi	nubi a notevole sviluppo verticale (fino a 10km) temporalesche
	Ac	Alto cumuli	globulari, a rotoli o lamelle in banchi o strati
Media Quota (2000 – 6000m)	As	Altostrati	distesa uniforme talvolta semitrasparente
	Ns	Nembostrati	nubi nere amorfe accompagnate da sfrangiature basse
	Ci	Cirri	a ricciolo, fibrose e striate
Alta quota (> 2000m)	Cc	Cirrocumuli	distesa di nubi granulari (a pecorelle)
	Cs	Cirrostrati	velo biancastro semitrasparente e con aloni



1.8.4. Eliofoania. Con eliofoania si intende la durata dell'insolazione diretta, ovvero senza copertura nuvolosa. L'eliofoania è stata in passato misurata servendosi di una lente sferica (eliofanografo) volta a determinare bruciature su un cartoncino tarato: il valore dell'eliofoania è ottenuto sommando la lunghezza delle bruciature.

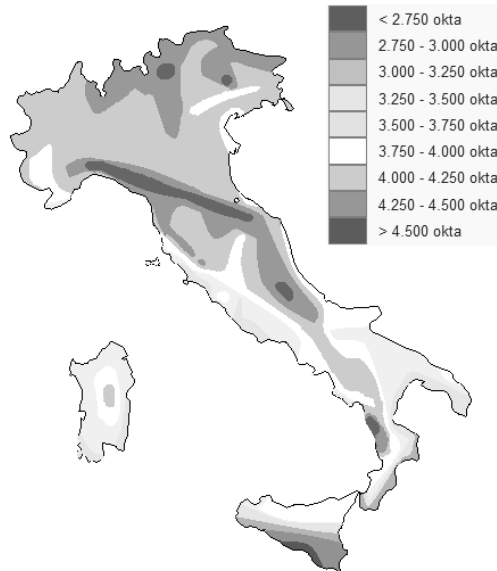
Per il grado di di nuvolosità, individuate in passato attraverso l'osservazione diretta, è stata introdotta la scala *Okta*, che esprime la copertura nuvolosa in ottavi (vedi figura, da [25]).

1.8.5. L'acqua e le superfici. La struttura chimica dell'acqua determina l'affinità con le altre sostanze e quindi l'instaurazione di forze che determinano il fenomeno della tensione superficiale, la cui intensità è ricondotta all'angolo di contatto α tra il liquido (in questo caso l'acqua) e la sostanza che costituisce.

L'affinità determina per tutte le coppie di sostanze la forma delle goccioline che si vengono a formare all'interfaccia: quando un liquido è appoggiato su una superficie affine si viene a formare un angolo inferiore ai 90° (figura, a sinistra), altrimenti l'angolo supera tale valore (in figura a destra).



La forza della tensione superficiale è data da:



$$(1.8.5) \quad F = L \cdot \gamma \cdot \cos \alpha$$

dove $\gamma_{H_2O} = 73mN/m$.

dove L è la lunghezza dell'interfaccia: poiché il coseno può assumere valori positivi e negativi, la forza risultante potrà essere positiva o repulsiva. Tale differenza la notiamo nel fenomeno della capillarità

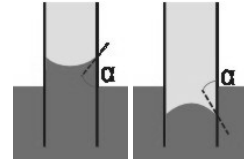
1.8.6. L'acqua nei mezzi porosi. L'acqua, in un sistema poroso quale il terreno, è difficilmente accessibile. Sebbene i pori in cui è contenuta siano aperti verso l'atmosfera, essa è trattenuta da un complesso sistema di forze identificate dal potenziale idrico al quale contribuiscono diverse componenti. La principale di queste prende il nome di potenziale matriciale (in quanto dovuta alla matrice porosa) il cui maggior contributo è dovuto alla capillarità.

Se riscriviamo l'espressione della tensione superficiale per un'interfaccia circolare, come in un capillare, otteniamo:

$$(1.8.6) \quad F = 2\pi r \cdot \gamma \cdot \cos \alpha$$

Nel caso la superficie sia verticale l'attrazione o la repulsione competono con la forza di gravità dando luogo al fenomeno della *risalita capillare*.

In figura è rappresentato l'effetto della capillarità per un liquido affine alla superficie (es. l'acqua su vetro, a sinistra) oppure di disaffinità (es. mercurio su vetro, a destra).



Poiché la risalita capillare è misurata in condizioni di equilibrio del sistema, essa verifica l'annullarsi delle forze in gioco e quindi l'equivalersi della forza di tensione con il peso della colonna d'acqua :

$$(1.8.7) \quad 2\pi r \gamma = \rho \cdot g \cdot h \cdot (2\pi \cdot r^2)$$

da cui otteniamo la legge della risalita capillare:

$$(1.8.8) \quad h = 2 \cdot \gamma / \rho \cdot g \cdot r$$

che per l'acqua è approssimata dalla:

$$(1.8.9) \quad h(cm) \simeq 3/d (mm)$$

Poiché in ogni sistema poroso esistono pori di dimensione diversa, l'acqua al suo interno è contenuta in ogni classe di pori con una diversa 'forza'. Quando il sistema è saturo tutti i pori sono pieni d'acqua, e dai più grandi non sarà difficile estrarre acqua, ma a mano a mano che il sistema si impoverisce d'acqua (si pensi a quando si strizza una spugna) sarà necessario applicare una pressione sempre maggiore per estrarre acqua dai pori più piccoli. (Per approfondimenti si rimanda a [26].

1.9. Esercizi

Quesito - La radiazione elettromagnetica è una perturbazione del campo elettromagnetico. A che velocità si propaga tale perturbazione nello spazio ?

Quesito - Come sono legate lunghezza d'onda e frequenza ?

Esercizio - le radio che ascoltiamo in auto sono trasmesse in FM con frequenza portante dell'ordine dei 100MHz: qual'è la lunghezza dell'antenna adatta a riceverle ?

Soluzione - utilizzo la relazione tra lunghezza d'onda e frequenza:

$$\lambda = c/\nu = 3 \cdot 10^8 [m/s] / 100 \cdot 10^6 [1/s] \text{ ottengo } \lambda = 3m,$$

Esercizio - Date la lunghezza d'onda di 400 e 800 nm quali sono la frequenze associate ?

Risposta - utilizzo la relazione tra lunghezza d'onda e frequenza:

$$\nu = c/\lambda = 3 \cdot 10^8 [m/s] / 4 \cdot 10^{-7} [m] = 6.67 \cdot 10^{14} \text{hz}$$

$$\nu = c/\lambda = 3 \cdot 10^8 [m/s] / 8 \cdot 10^{-7} [m] = 3.33 \cdot 10^{14} \text{hz}$$

Esercizio - Se su una lampada commerciale troviamo riportata la dicitura 40W, l'indicazione a cosa si riferisce ?

Risposta- 40W è il valore nominale (dichiarato dalla casa produttrice) della potenza elettrica assorbita dalla lampada. Solo parte di essa è convertita in luce.

Esercizio - riscriviamo la legge di Planck come funzione della lunghezza d'onda anziché della frequenza

Risposta - sostituendo $c = \lambda \cdot \nu$ e otteniamo $u(\lambda, T) = \frac{2hc}{\lambda^3} \frac{1}{e^{hc/\lambda kT} - 1}$

Quesito - Quanta energia emetta un 'corpo caldo' ?

Esercizio - Calcolare l'energia radiante emessa da corpi a 10, 100 e 1000°C

Risposta- Occorre trasformare la temperatura da Celsius a Kelvina quindi elevare alla 4^a potenza e moltiplicare per la costante di Boltzmann. Il risultato è l'energia emessa per unità di superficie.

$T (^{\circ}C)$	$T (K)$	$T^4 (K^4)$	$J (W/cm^2)$
10	$10 + 273^{\circ}C = 283K;$	$283^4 = 6.41 \cdot 10^9$	485
100	$100 + 273^{\circ}C = 373K;$	$373^4 = 1.94 \cdot 10^{10}$	1463
1000	$1000 + 273^{\circ}C = 12730K;$	$1273^4 = 2.63 \cdot 10^{12}$	198'534

Quesito - La radiazione solare e la luce sono entità diverse. In cosa differiscono ?

Quesito - Quali tipi di schermi opachi o semitrasparenti conosci che sono in grado di ridurre l'intensità della luce in un ambiente ?

Quesito - Quali materiali trasparenti e semi-trasparenti conosci che sono in grado di alterare la qualità della luce ?

Quesito - Pensando ad una lampadina che abbiamo sostituito più di recente, di che tipo ricordiamo che fosse e quale processo utilizza per l'emissione luminosa e in cosa differisce il suo spettro emissivo da quello solare ?

Esercizio - Supponiamo di avere una lampada sferica da 1000 Watt con una efficienza luminosa $\eta = 30$, calcolare la luminosità. Quale sarà l'illuminazione sulle foglie più esposte di una pianta che si trova a 5m di distanza ?

Soluzione - poiché l'efficienza luminosa è misurata in lumen/W, la luminosità della lampada è di 30,000 lumen. Poiché tale luce sarà irraggiata uniformemente (essendo sferica) su una superficie di $s = 4 \pi r^2$ a 5m: $J = 30,000 / 4 \pi 25 \simeq 100 \text{Lux}$

Esercizio - Che pressione viene esercitata sulle pareti di un sottomarino alla profondità di 300 m ?

Soluzione - Poiché l'acqua è un fluido che possiamo considerare incompressibile, la densità sarà assunta costante: ($\rho = 1000 \text{ kg/m}^3$). A quella profondità, $P = 1000 \cdot 9.81 \cdot 300 \text{ Pa}$

Esercizio - Ricavare la pressione atmosferica in Pa corrispondente ai 760mm Hg sapendo che la densità del Hg è 13,6 kg/litro.

Soluzione - Applicando la legge di Stevino, $P = \rho \cdot g \cdot h$
 $P = 13600 \cdot 9.81 \cdot 0.76 = 101300 \text{ Pa} = 1013 \text{ hPa}$

Esercizio - Che volume deve avere una mongolfiera per sollevare un peso di 100kg ?

Soluzione - supponendo che il peso della mongolfiera sia trascurabile, occorre utilizzare un volume di gas la cui differenza di peso rispetto a quella del gas circostante sia di 100 kg.

Supponiamo di riempire la mongolfiera con un gas di peso nullo, sostituendolo a quello dell'aria che supporremo avere un peso di 1 Kg/m³. Ne consegue che sarà necessario un volume di 100 m³.

CAPITOLO 2

Flussi di energia e materia

Mentre nel primo capitolo sono stati caratterizzati gli elementi in modo statico, in questa sezione se ne analizzeranno le dinamiche e le interazioni in termini di flussi, fluttuazioni e bilanci.

L'aforisma *panta rei* ('tutto scorre', attribuito a Eraclito) è sicuramente il più adeguato nell'introdurre le dinamiche della natura, in cui la prima cosa da prendere in considerazione è lo scorrere del *tempo* probabilmente la più potente delle forze della natura.

Buona parte della complessità dei sistemi che ci circondano è dovuto alla struttura e alle dinamiche che li regolano, e ciò che distingue la seconda dalla prima è proprio la presenza del tempo.

2.1. Dinamiche della radiazione solare

Quando nel primo capitolo si è presa in esame la radiazione solare, la si è descritta in modo immutabile, indicandone l'intensità col nome di costante solare. In realtà essa varia a causa delle dinamiche delle reazioni termonucleari, che determinano fluttuazioni di intensità (c.ca 3‰).

Le macchie solari sono un fenomeno a lungo studiato che riguarda la formazione di zone scure sulla superficie del Sole, caratterizzate da un'attività particolarmente elevata. Caratterizzate da una dimostrata periodicità (di circa 23 anni) ad esse sono state associate ripercussioni sul clima e sulle produzioni agrarie.

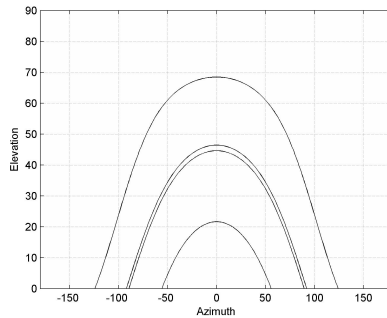
Le dinamiche della radiazione solare cui l'uomo e le piante sono più sensibili sono legate alla dinamica orbitale della Terra, cioè del luogo in cui ci troviamo rispetto al sole. L'intensità della radiazione solare al suolo dipende in gran parte dal *periodo dell'anno*, ovvero dalla stagione, ed

è determinata da una combinazione del moto di rotazione della terra attorno al sole, con una traiettoria quasi ellittica, e l'angolo dell'asse di rivoluzione con l'eclittica (il piano orbitale), di c.ca $23^{\circ}27'$.

Il moto di rivoluzione determina invece la variabilità *giornaliera*, ovvero l'alternanza giorno/notte e più precisamente l'angolo del sole sull'orizzonte.

Per descrivere la posizione del sole si fa uso di un tipo di *coordinate astronomiche* dette *coordinate orizzontali* in cui si sceglie come piano di riferimento quello tangente alla terra nel punto in cui si trova l'osservatore. La posizione del sole è a questo punto definita dall'angolo rispetto all'orizzonte detto *elevazione* θ_s ($\theta_s = 0$ all'alba e al tramonto) e dall'angolo orario (h_s) dato dalla posizione del sole espressa in ore, rispetto a quella che assume allo zenith (verticale al piano di riferimento in corrispondenza dell'osservatore), approssimativamente intesa come il Sud o mezzogiorno.

Il diagramma solare rappresenta il grafico della traiettoria del sole ed è tipicamente rappresentato per alcuni giorni cardinali, quali equinozi e solstizi. Una volta individuata la posizione (Latitudine, Longitudine e altitudine) è possibile calcolare la posizione del sole ad una certa ora del giorno in termini di altezza (elevation) ed angolo orario (o azimuth) come rappresentato in figura in corrispondenza dei giorni di equinozio e solstizio.



L'**orizzonte** rappresenta il limite inferiore di ciò che abbiamo chiamato cielo. L'orizzonte è dato da un luogo di punti espressi da due angoli, uno orizzontale, scelto a nostra convenienza (es. $^{\circ}Ncw$, ovvero gradi a

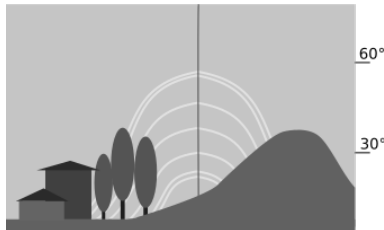
partire da nord in senso orario) ed uno sulla verticale, solitamente riferito all'orizzonte ideale, essendo questo descritto dal piano tangente al globo terrestre (punto di visione).

Un aspetto da non trascurare dell'orizzonte è che esso dipende in modo forte dal punto di visione e ciò è particolarmente importante se si vuole determinare il livello di irraggiamento di superfici orizzontali quali fondovalli o superfici verticali quali edifici.

In queste situazioni l'effetto della posizione e quello delle stagioni può infatti determinare rilevanti differenze anche a distanza di pochi metri.

Un'altra componente da non trascurare è la presenza di ostacoli che possono alterare l'orizzonte in modo permanente o temporaneo, avere diversi livelli di opacità al sole e al cielo. L'ostacolo può infatti essere considerato una componente dell'orizzonte ma bisogna ricordarsi che punto per punto la sua dimensione angolare può cambiare considerevolmente.

In figura è riportato come, una volta costruita una carta solare di riferimento, sia possibile, riportarvi orizzonte ed ostacoli allo scopo di comprendere quale sia l'insolazione nei diversi momenti dell'anno.



Dalle rappresentazioni appena viste è possibile determinare la lunghezza del giorno nonché gli orari dell'alba e del tramonto.

2.2. La radiazione al suolo

Il sole fornisce tutta l'energia che alimenta più o meno direttamente tutti gli organismi viventi e l'intera *macchina climatica*.

Volendo ottenere l'ammontare della radiazione solare che giunge sulla superficie terrestre occorre considerare l'insieme dei processi che interessano la radiazione nell'attraversare l'atmosfera. Il bilancio atmosferico considera allo scopo riflessioni da nubi ed aerosol, assorbimento,

riemissioni e diffusione. Indicando con R i termini di riflessione, con A quelli di assorbimento, con D quelli di diffusione e con E quelli di emissione, possiamo scrivere:

(2.2.1)

$$I_{dir} + D_{cloud} + D_{atm} + E_{cloud} + E_{atm} = I_{sun} - R_{nubi} - R_{atm} - A_{cloud} - A_{atmo}$$

dove l'assorbimento dell'atmosfera è in gran parte dovuto al vapore d'acqua e agli altri gas serra.

Il rapporto tra radiazione riflessa e radiazione incidente prende il nome di **albedo**:

(2.2.2)

$$\rho = R/I$$

Per l'atmosfera si assume in buona approssimazione $\alpha_{atm} = 0.0685$. In presenza di copertura nuvolosa una stima della radiazione riflessa da tali formazioni è riportata nella tabella sottostante.

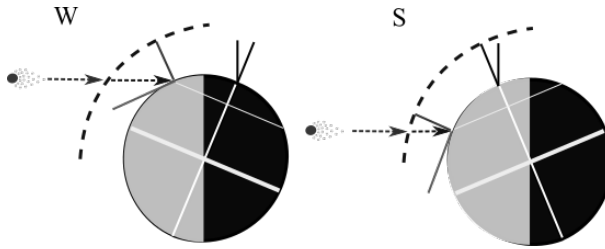
Nube	Albedo	Nube	Albedo
Cirri	0.83	Stratocumuli	0.34
Cirrostrati	0.80	Strati	0.25
Alto cumuli	0.50	Nembostrati	0.18
Altostrati	0.41	Nebbia	0.17

Effetti della rotazione terrestre - L'atmosfera include anche in un altro modo sulla quota dell'energia solare che giunge al suolo.

Poiché l'asse di rivoluzione della Terra è inclinato rispetto all'eclittica di $23^{\circ}27'$, i raggi solari nell'emisfero boreale (nord) in inverno colpiscono la superficie terrestre con un angolo inferiore (sull'orizzonte) rispetto all'estate.

L'inclinazione dell'asse terrestre - Il valore dell'inclinazione dipende dalla disposizione delle masse e può cambiare in dipendenza di grandi sismi. Nelle sue dinamiche sono anche stati evidenziati moti periodici con tempi geologici (decine di migliaia di anni) che lo porterebbero ad oscillare tra i 22° ed i 25° , con ripercussioni notevoli sul clima.

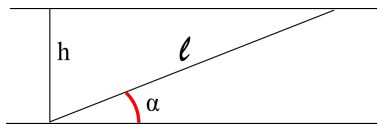
Ciò porta gli stessi raggi a compiere all'interno dell'atmosfera un cammino ottico più lungo e conseguentemente a subire una maggiore attenuazione. In figura è evidenziato il percorso dei raggi solari nel raggiungere una località alle medie latitudini (c.ca 45°) nella stagione invernale (W) e in quella estiva (S).



L'importanza di tale attenuazione è assai maggiore della diversa vicinanza tra terra e sole nelle due stagioni estreme, tra l'altro inferiore in inverno. La misura dell'attenuazione è stimata, in condizioni di cielo sereno, dalla legge di Lambert-Beer, in cui la lunghezza del cammino ottico dei raggi solari, dipende dall'altezza del sole, ovvero l'angolo (α) che esso forma con l'orizzonte (dato da latitudine, giorno dell'anno ed ora del giorno):

$$(2.2.3) \quad J = J_0 e^{-a/\sin\alpha}$$

Per comprendere l'espressione può essere d'aiuto il diagramma seguente:



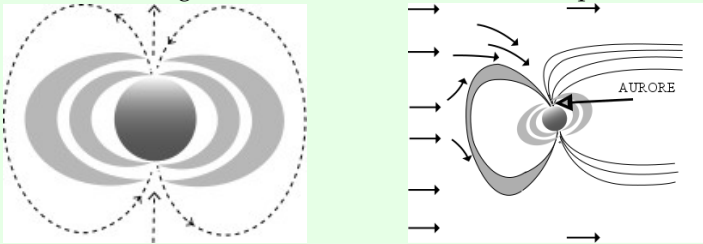
in cui h è l'altezza dell'atmosfera.

Il coefficiente di estinzione - I processi associati all'estinzione della radiazione solare sono principalmente:

- diffusione molecolare da aerosol, dipendente dalla misura delle goccioline

- assorbimento, da parte dei gas costituenti, del vapore e degli aerosol: CO_2 e CH_4 per l'elevata capacità di assorbire nell'IR sono anche associati al processo che porta al riscaldamento dell'atmosfera (effetto-serra) e perciò detti *gas-serra*.

Le aurore polari - La terra ha un nucleo fluido con una forte componente metallica, la cui rotazione genera attorno al pianeta un campo magnetico in cui si possono distinguere due fasce (di van Allen) che hanno l'effetto di schermare le particelle cariche emesse dal sole, che sarebbero dannose per qualsiasi essere vivente. Poiché le fasce di van Allen sono allineate con l'asse terrestre, in determinate stagioni e condizioni possono veicolare il vento solare sui poli, vento che si manifesta attraverso fenomeni di luminescenza dovuti all'impatto delle particelle cariche con i gas atmosferici, note come aurore polari).



2.2.1. Bilancio energetico al suolo. La radiazione solare che raggiunge la superficie terrestre incide sui corpi presenti sulla superficie, ed è in parte riflessa e in parte assorbita. Nel bilancio al suolo è comune distinguere tra le varie tipologie di radiazione termica coinvolte. La radiazione solare è infatti, per via dell'elevata temperatura del corpo che la genera, detta radiazione a onda corta (SWR: Short-Wave-Radiation) in quanto il picco radiativo si verifica ad una frequenza assai elevata.

Per contro la radiazione generata da corpi a bassa temperatura, quelli con cui siamo comunemente a contatto sulla terra, generano radiazione termica a bassa frequenza (Infrarosso Lontano, intervallo $4000nm - 1mm$) per questo detta ad onda lunga (LWR: Long-Wave-Radiation). Il cielo è identificato come un corpo ad una temperatura compresa nell'intervallo $-70 : 0^{\circ}C$.

Nelle espressioni che vedremo frecce verticali indicheranno il verso della radiazione, una diretta in basso (\downarrow) per la radiazione incidente ed una diretta verso alto (\uparrow) per quella riflessa.

Così facendo si potrà definire una grandezza fondamentale, la *Radiazione Netta*, data da bilanci separati di LWR e SWR:

$$(2.2.4) \quad R_{net} = R_{SWR} \downarrow - R_{SWR} \uparrow + R_{LWR} \downarrow - R_{LWR} \uparrow$$

La $LWR \uparrow$ (radiazione a onda lunga diretta verso l'alto) è la radiazione termica della superficie

Albedo Superficiali - Per le superfici esiste una complessità superiore rispetto a quella vista per gli albedo atmosferici. Alcuni valori sono riportati nella tabella.

<i>Superficie</i>	<i>Albedo</i>
<i>Neve fresca</i>	0.95 – 0.80
<i>Superfici bagnate</i>	0,07
<i>Tappeto erboso irrigato</i>	0.37 – 0.14
<i>Tappeto erboso non irrigato</i>	0.25 – 0.15
<i>Roccia</i>	0.25 – 0.15
<i>Sabbia chiara</i>	0.45 – 0.25
<i>Sabbia grigia</i>	0.25 – 0.10
<i>Terreno sabbioso asciutto</i>	0.45 – 0.25
<i>Terreno Argilloso asciutto</i>	0.35 – 0.20
<i>Terreno Torboso</i>	0.15 – 0.05
<i>Terreno Coltivato</i>	0.14 – 0.07
<i>Foresta</i>	0.20 – 0.06

Per quanto riguarda il terreno nudo risultano importanti sia la rugosità che il *colore*. Un terreno può assumere diverse colorazioni sia in base al materiale parentale che lo compone che a seconda del contenuto di sostanza organica e notevolmente anche dalle condizioni di umidità oltre che dalla presenza di particolari condizioni pedo-geologiche.

L'effetto serra - L'effetto serra è l'effetto che determina una temperatura mediamente elevata all'interno dell'atmosfera e soprattutto della troposfera, dovuto al fatto che il bilancio radiativo al suolo porta in media ad un intrappolamento di energia. Tale fenomeno è dovuto al comportamento selettivo che hanno gas (gas serra appunto) nei confronti della radiazione, lasciando passare la SWR ed assorbendo la LWR, gas quali CO_2 , CH_4 (metano), N_2O e la stessa acqua.

L'effetto serra è fondamentale alla vita in questo pianeta determinando temperature ospitali agli organismi viventi ed è quindi un fenomeno da vedere positivamente; ultimamente lo si vede come un fenomeno pericoloso in quanto con la stessa dizione (*effetto serra*) si intende una deriva delle temperature medie che porta ad un Riscaldamento Globale (Global Warming).

2.2.2. Il Bilancio Termico del Suolo. La radiazione netta incidente determina un flusso energetico interpretabile come flusso di calore (Q_{net}) ed il bilancio termico al suolo prende in esame quali direzioni esso prenda. Tale calore infatti può essere:

- immagazzinato e quindi dar luogo ad un incremento di temperatura ($Q_{storage}$)
- trasmesso per conduzione in profondità ($Q_{conduzione}$)
- trasmesso per convezione all'aria sovrastante ($Q_{convezione}$)
- eliminato per evaporazione ($Q_{evaporazione}$)

per cui risulta:

$$(2.2.5) \quad Q_{net} = Q_{storage} + Q_{conduzione} + Q_{convezione} + Q_{evaporazione}$$

La determinazione di tali flussi può essere molto complessa: la superficie infatti può avere una struttura molto diversificata. Essa può essere semplicemente un confine netto di separazione con l'atmosfera come nel caso di una massa d'acqua o di un affioramento litologico, ma può anche essere data da una superficie vegetata con complesse struttura e dinamiche.

La temperatura del terreno è un aspetto che influisce in modo importante sull'ecosistema: tutti gli organismi viventi che esso ospita subiscono direttamente o indirettamente gli effetti della temperatura a cominciare dai microorganismi che esso ospita., presenti in quantità variabili nell'arco dell'anno soprattutto nello strato superficiale e che agiscono da interfaccia con le piante attraverso l'apparato radicale. Le piante risentono anche direttamente della temperatura del terreno sia nella germinazione che nel risveglio vegetativo.

$Q_{storage}$ - La capacità di un corpo di *immagazzinare calore* è da porre in relazione alla Capacità Termica che determina, attraverso il calore specifico c_p (per l'acqua $c_p = 1 \text{ cal/g}$) il calore necessario ad innalzarne la temperatura di un intervallo unitario:

$$(2.2.6) \quad Q = c_p \cdot dT / dt$$

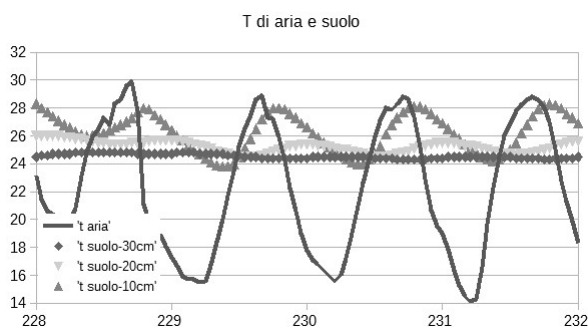
Nel caso di miscele o materiali dispersi o aggregati come il terreno il valore che esso assume dipende dalle componenti delle quali una delle fondamentali è rappresentata dall'acqua che, oltre ad essere presente in quantità estremamente variabile, è anche dotata di un calore specifico molto elevato (vedi tabella ??) quindi la sua presenza incide in modo assai rilevante sul comportamento termico della massa complessiva.

È del resto ben noto come un terreno umido abbia una forte inerzia al riscaldamento: un C_h doppio per un suolo rispetto ad un altro significa un tempo doppio perché la sua temperatura venga portata allo stesso valore attraverso uno stesso input termico.

Per quanto riguarda i minerali si registrano valori circa 5 volte inferiori a quelli dell'acqua liquida (minore sarebbe la differenza se il raffronto fosse fatto col ghiaccio). Sostanzialmente più elevato è il calore specifico della sostanza organica, generalmente costituita in molta parte da acqua.

$Q_{condizione}$ - All'interno del terreno il calore si propaga con modalità simili alla maggior parte dei solidi (legge di Fourier) e facilmente visibili negli andamenti delle temperature alle diverse profondità del terreno misurati in condizioni di normale irraggiamento (in cui in assenza di nuvolosità si registra tipicamente la minima di notte e la massima nelle prime ore del pomeriggio). Mentre in superficie l'andamento delle temperature è assai prossimo a quello dell'aria, in profondità è possibile osservare due fenomeni, l'attenuazione delle oscillazioni ed un ritardo

del picco come visibile nella figura sottostante (la linea sottile è la temperatura dell'aria).



Semenzai - L'attività metabolica delle piante dipende tanto dalla temperatura dell'aria quanto da quella del suolo. Questa è particolarmente importante per la germinazione dei semi. Per questo è comune l'uso dei cosiddetti letti caldi dati da cassette mantenute in luoghi protetti che assicurano che il calore accumulato di giorno attraverso l'insolazione non sia disperso durante la notte, in cui il suolo riemette radiazione raffreddandosi. La protezione è in questi casi semplicemente realizzata da coperture e teli in plastica rimossi durante il giorno.

$Q_{convezione}$ - L'attraversamento dei raggi solari non è di per se sufficiente a determinare un riscaldamento di un gas come l'aria. Ciò che determina maggiormente il riscaldamento di un gas è infatti la presenza di una superficie che, riscaldata, determina poi a sua volta un riscaldamento della massa gassosa per convezione, processo che unisce conduzione al trasporto e rimescolamento. (l'argomento sarà dettagliato più avanti).

La serra - L'uomo ha un enorme bisogno di energia e sviluppa da tempo tecnologie *alternative all'uso di carbon fossile*, orientate all'utilizzo della radiazione solare per produrre calore. La via del cosiddetto 'solare termico' (a distinguerlo dal fotovoltaico) include le serre, sistemi in cui pareti assorbenti o il semplice fondo accumulano calore che viene trasferito all'atmosfera interna chiusa da pareti trasparenti alla luce che ne impediscono il rimescolamento con l'atmosfera esterna.

Q_{evaporazione} - Quando la superficie è bagnata, la disponibilità di energia unitamente a condizioni atmosferiche favorevoli, può determinare l'evaporazione dell'acqua, passaggio che sottrae energia (vedi Calore Latente di Evaporazione) alla superficie determinandone un raffreddamento.

2.2.3. La legge generale dei gas. Le proprietà dei gas sono state a lungo studiate, portando a sviluppare relazioni indipendenti tra pressione (P) e volume (V), volume (V) e temperatura (T), volume (V) e massa (in termini di moli n). In particolare sono state individuate le 3 relazioni fondamentali:

- L. di Boyle : $V \propto 1/P$
- L. di Charles o Gay-Lussac : $V \propto T$
- L. di Avogadro : $V \propto n$

In seguito si è dimostrato che le tre leggi potevano essere espresse da una unica legge, la legge generale dei gas:

$$(2.2.7) \quad P \cdot V = n \cdot R \cdot T$$

dove R è la costante dei gas - $R = 8.314 \text{ J/mol} \cdot \text{K}$.

La legge chiarisce che le 3 grandezze non possono variare liberamente, in quanto una di esse è vincolate al valore delle altre due. La relazione si amplia a 4 se il sistema non è chiuso, ovvero ammette lo scambio di materia con l'esterno. Nello studio dell'atmosfera volume e massa sono integrati nel concetto di densità per cui l'espressione diventa;

$$(2.2.8) \quad P \cdot \alpha = R \cdot T$$

dove α è il volume specifico ($\alpha = V/n = m/\rho n = nM/\rho n = M/\rho$, essendo M il peso molecolare).

2.2.4. Il gradiente termico atmosferico. La legge dei gas ci dice come sono legate le 3 grandezze V , P e T , ma non come variano in corrispondenza di forzanti esterne, quelle che determinano le trasformazioni termodinamiche di una massa di gas. Se si sposta una "bolla d'aria" atmosferica verticalmente si opera una trasformazione i cui esiti sono dettati dal 1° principio della termodinamica (equivalenza calore Q e lavoro W). Se si unisce questo principio alla legge dei gas scaturisce una dipendenza diretta tra temperatura dell'aria e quota, nota come gradiente termico (Γ), che per l'aria secca vale:

$$(2.2.9) \quad \Gamma_d = \frac{\Delta T}{\Delta z} \approx -0.01^\circ\text{C}/m = -1^\circ/100m$$

Tale valore indica quanto ci dobbiamo aspettare che la temperatura cambi con l'altezza. Il valore è inferiore per l'aria secca (c.ca -0.7).

2.3. Le dinamiche atmosferiche

L'atmosfera terrestre è in continuo movimento e causa degli squilibri generati dalla costante presenza di forzanti atmosferiche, rappresentate principalmente da:

- irraggiamento solare: l'atmosfera è un fluido in un enorme pentola il cui fondo se riscaldato in modo non uniforme e con una periodicità giornaliera
- rotazione terrestre: l'atmosfera è un fluido viscoso perciò viene 'trascinata' dalla superficie terrestre nel suo incessante moto di rotazione.

Le dinamiche sono il risultato dell'applicazione di tali sulle leggi della termo-fluidodinamica, che includono:

- legge di continuità: quando una porzione di un fluido si sposta deve essere sostituita da un'altra porzione: non può rimanere un 'vuoto';
- legge di Coriolis: quando un corpo si sposta radialmente in un sistema di riferimento in rotazione (la terra) esso subisce uno spostamento tangenziale.

Le combinazioni di tali leggi sono alla base delle dinamiche atmosferiche tanto a scala planetaria che a scala regionale e locale.

2.3.1. Il galleggiamento. La legge dei gas è alla base di uno dei fenomeni più noti all'uomo, il moto ascensionale di una massa d'aria calda. È quello che succede nella combustione ai fumi, la cui salita è dovuta principalmente alla loro alta temperatura (bassa densità), sfruttata anche nel volo aerostatico (mongolfiere) e che nelle torri da luogo all'effetto camino.

L'effetto camino - Con tale effetto si intende semplicemente l'accensione del processo di convezione attraverso il riscaldamento di una particella d'aria ad una quota inferiore a quella che dovrebbe avere per i principi di stabilità statica: essa allora ascende su una direttrice dettata da limiti spesso di tipo fisico (la canna fumaria) il cui *tiraggio* è spesso determinato anche dalla presenza di una *pressione dinamica* esercitata da un movimento d'aria alla quota di fuoriuscita dei fumi.

L'aria è costituita anche da gas a bassa densità, che qualora immessi isolatamente nell'atmosfera (o alte concentrazioni) tendono comunque a galleggiare: è quello che succede al vapore emesso da un contenitore in cui è acqua in ebollizione.

Gas nocivi - Nei luoghi abitati la legge impone la necessità di aerazione, praticata attraverso fori sia in prossimità del pavimento che del soffitto. Tali fori sono orientati rispettivamente a smaltire fughe di GPL e gas metano (CH_4), il primo più pesante dell'aria, il secondo più leggero. L'ossido di carbonio (CO) che si sviluppa in condizioni di combustione imperfetta ed estremamente pericoloso per l'uomo è più pesante dell'aria.

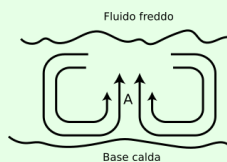
2.3.2. La convezione. Una delle dinamiche più importanti dell'atmosfera è rappresentata dalla convezione, una tipologia di trasporto di calore associata al moto di fluido. La convezione è un processo azionato da un gradiente termico che tipicamente ha luogo in corrispondenza di una superficie: la massa d'aria a contatto di questa si riscalda dapprima

per conduzione, quindi si espande e prende a muoversi verso l'alto per galleggiamento.

I termoconvettori - I termoconvettori sono sistemi utilizzati per il riscaldamento dei locali attraverso l'attivazione di una convezione naturale. L'aria in prossimità della superficie calda si espande e prende a salire per galleggiamento, lasciando che l'aria fredda prenda il suo posto, ed attivando quindi flussi di ricircolo che portano ad un rimescolamento dell'aria calda con quella più fredda. Quando all'interno del convettore sono presenti sistemi elettromeccanici quali ventilatori o turbine si parla di **convezione forzata** in quando il movimento non è indotto esclusivamente dal gradiente termico naturale alla superficie.

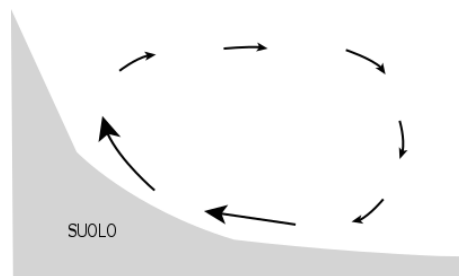
Poiché il galleggiamento è indotto dalla gravità la convezione naturale ha una componente principale verticale. Nella convezione naturale lo scambio termico ed il movimento delle masse fluide si alimentano l'uno con l'altro: per questo la convezione è un processo particolarmente complesso da studiare, simulare e prevedere.

Convezione a celle - Vi sono rare condizioni (densità, viscosità, gradiente termico) in cui la convezione può avvenire in modo particolarmente ordinato, in regime laminare: il fenomeno, che prende il nome di convezione di Railegh-Bénard determina celle di circolazione chiuse, come schematizzato in figura.

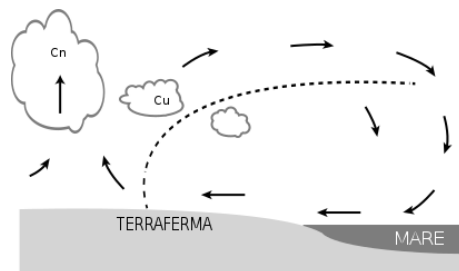


2.3.3. Le brezze. Il termine brezza, utilizzato anche per indicare un vento di bassa intensità, identifica una particolare **dinamica circolatoria** che si può venire a verificare in siti con una particolare **predisposizione geomorfologica** e che prevede l'instaurarsi di un regime convettivo di media scala (1-100km) al verificarsi determinate condizioni al suolo e in quota.

La **brezza di valle** si verifica in corrispondenza di versanti irraggiati da sole. Di giorno il suolo si riscalda e la pendenza favorisce uno slittamento dello strato d'aria calda in quota, dove l'aria incontra uno strato di inversione, mentre a valle è richiamata aria dall'alto permettendo di chiudere la cella su se stessa, come rappresentato in figura.



La **brezza di mare** si verifica invece in corrispondenza delle coste (sia marine che lacustri), in cui la forzante è determinata dalla differenza di temperatura tra superficie marina ed entroterra. In presenza di soleggiamento la terraferma, con una capacità termica inferiore del mare, si riscalda più rapidamente inducendo moti d'aria ascensionale che richiamano aria fresca dal mare: il motore della brezza è il differenziale termico tra le due superfici.



I moti ascensionali sulla terraferma giungono a quote a cui a loro volta vengono richiamati dalle masse che invece discendono sul mare, chiudendo la cella convettiva. Poiché l'aria di mare è ricca di umidità i moti ascensionali sulla terraferma portano in quota aria ricca di vapore che da luogo a nuvolosità dando luogo ai tipici temporali estivi pomeridiani.

Il regime di brezza ha solitamente **due configurazioni**: oltre a quella **diurna** appena descritta, va ad aggiungersi quella **notturna** dove le 'polarità' termiche si invertono: la terraferma così come era la prima a scaldarsi di giorno è anche la prima a raffreddarsi di notte. Alle configurazioni notturne sono dati rispettivamente i nomi di **brezza di monte** e **brezza di terra**.

Il regime di brezza possiede una dinamica che prevede una **accensione** del fenomeno, determinata dal verificarsi di un irraggiamento sufficientemente intenso, un **potenziamento**, associato ad un allungamento dell'area interessata al fenomeno e ad un aumento dell'intensità del vento ed infine uno **spegnimento**.

Alle condizioni di brezza sono associate dinamiche circolatorie depressionarie (a monte) e cicloniche (a valle) che possono portare a perturbazioni anche di natura temporalesca.

Perché si verifichi l'accensione, oltre alle condizioni di insolazione, sono necessarie condizioni appropriate in quota: temperature e valori di umidità troppo elevati ne impediscono la realizzazione, mentre correnti fresche possono aiutarne il potenziamento.

In Italia esistono molte situazioni in cui esistono le due condizioni geomorfologiche descritte, con una combinazione della brezza di valle e di quella di mare (es. costa Adriatica dalla bassa Romagna al Gargano) aumentando così sia la probabilità di accensione (nei periodi di elevata insolazione, dalla primavera all'autunno) che l'intensità e la profondità che le caratterizza.

2.3.4. Il vento. Il vento è un movimento di masse d'aria in cui è possibile individuare una componente dominante connotata da una **provenienza** ed una **intensità**.

I venti sono normalmente assunti paralleli al suolo e dovuti al movimento delle masse d'aria può avvenire a diverse scale.

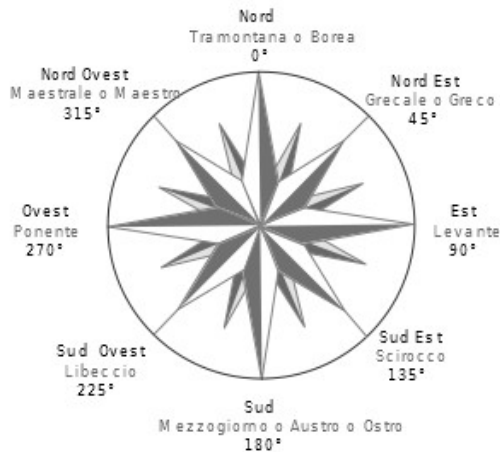
A scala regionale la geomorfologia facilita l'insediamento di condizioni cicloniche o anticicloniche con carattere stagionale che fa sì che siano tipici venti da direzioni caratteristiche e con denominazioni locali.

Vento e navigazione - Il vento è alla base di molte attività umane. Mentre oggi la navigazione a vela è in gran parte praticata a scopo sportivo, vi era un tempo in cui era alla base del commercio. La conoscenza dei venti e della loro stagionalità era fondamentale per affrontare e per pianificare un viaggio in assenza di altre tipologie di propulsione.

La **forza del vento** - Sebbene l'intensità dei venti al suolo sia solitamente ridotta, tutte le strutture artificiali esposte vanno progettate in funzione delle intensità maggiori: ai tropici in corrispondenza dei cicloni il vento può raggiungere anche velocità di 400km/h.

La **portanza**, fenomeno che si verifica su superfici con determinata forma generando depressioni che portano ad un sollevamento delle superfici, alla base del volo (con ali) e della navigazione a vela (andature di bolina), può verificarsi anche su teli e reti e altre superfici compromettendone la stabilità.

I venti sono particolarmente importanti per le tipologie di volo non assistito da motori, quali le mongolfiere, in cui la stima delle correnti è fondamentale per la pianificazione di un viaggio. Per i volo-velisti la **componente verticale** del vento presente nei regimi convettivi è nota come **termica**. I grandi rapaci quali aquile, avvoltoi e falchi ne fanno uso da sempre.



Nel mediterraneo i nomi sono anche comunemente riportati nella stella dei venti riportata in figura

2.3.5. Turbolenza. La variabilità di un vento può interessare l'intensità, contraddistinta dalla presenza di **raffiche**, o dalla direzione, nel cui caso si parla di turbolenza.

La turbolenza è uno dei processi più complessi della fluidodinamica, difficile da studiare da controllare. La turbolenza indica la presenza nel moto di un fluido di una componente senza una determinata direzione associata ad una dissipazione dell'energia della massa di fluido.

In precedenza, parlando di gradiente termico atmosferico, si è stabilito quale dovesse essere l'andamento delle temperature con l'altezza. Uno sbilanciamento di tale gradiente determina l'innescio di moti ascensionali o di subsidenza. In riferimento a ciò diremo che una particella d'aria è stabile quando, ipotizzando di spostarla verticalmente essa tende a tornare nella posizione originale, neutra se è indifferente allo spostamento, instabile se tende ad allontanarsi ulteriormente dalla posizione iniziale. Tale concetto definisce la cosiddetta **stabilità statica**. Si parla invece di stabilità dinamica in riferimento un moto di un fluido che si muove in prossimità di una superficie: il moto si dice in **règime laminare**, quando i filetti fluidi si mantengono paralleli tra di loro, **turbolento** se invece ha luogo un rimescolamento caotico. L'uso di specifici parametri (es il numero di Reynolds) permette di identificare il punto di transizione tra un règime ed un'altro ed il grado di turbolenza, o nel caso dell'atmosfera del grado di stabilità.

L'atmosfera può essere caratterizzata da una stratificazione, ognuna con un diverso grado di stabilità: lo strato più prossimo al suolo è detto Strato Limite Atmosferico (PBL, Planetary Boundary Layer) ed ha uno spessore che può variare dai 100 ai 3000m in dipendenza della tipologia di superficie e di condizione meteorologica.

Il profilo della velocità del vento - Le condizioni di turbolenza del PBL dipendono dalla rugosità della superficie, e determinano l'andamento dell'intensità del vento con l'altezza $u(z)$, solitamente rappresentata da un profilo logaritmico:

$$(2.3.1) \quad u(z) = (u^*/k) \cdot \ln(z/z_0)$$

dove k è una costante (di von Karman, per l'atmosfera vale 0.35 – 0.40), u^* è l'intensità del vento al suolo e z_0 è il coefficiente di la rugosità, con i valori che vanno da **0.001** per il ghiaccio a più di **100** per un'area edificata.

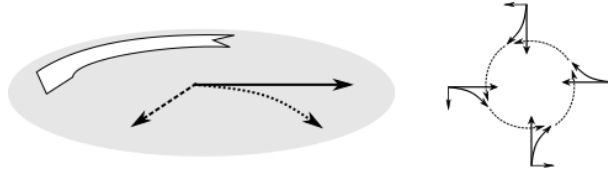
La turbolenza è la componente non laminare del flusso, ovvero quella parte che determina rimescolamento dei filetti fluidi. Essa è alla base delle formazioni nuvolose, che si verificano alla superficie di incontro di due masse d'aria, es. una fredda e secca ed una calda e umida.

La misura del vento - La misura del vento in un punto è correntemente effettuata attraverso una coppia di strumenti, la **banderuola**, che individua la direzione di provenienza, e l'anemometro a coppe rotanti, la cui intensità di rotazione determina la velocità della componente del vento parallela al suolo. Tali strumenti non permettono di valutare le variazioni di direzione ed intensità più rapide, così come la componente verticale. Allo scopo esistono strumenti specifici quali l'anemometro sonico.

Anemometria sonica - Il suono è una perturbazione del campo delle pressioni. Quando un treno o un'ambulanza sono in movimento, a seconda se si sta avvicinando o allontanando notiamo una differente tonalità del fischio o della sirena: si tratta dell'effetto Doppler (descritto da Christian Andreas Doppler nel 1845), dovute al fatto che l'emettitore non produce le pulsazioni nello stesso punto per cui la lunghezza d'onda risulta accorciata se l'emettitore viene verso di noi, allungata nel caso opposto. Poiché la velocità di propagazione non cambia, ne risulta una frequenza al ricevitore diversa.

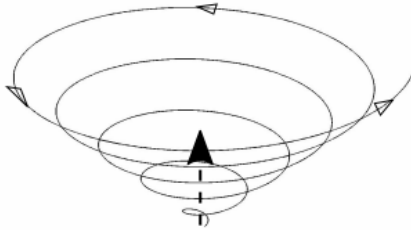
Nell'anemometro sonico l'effetto Doppler è utilizzato per la misura della velocità apparente del suono nelle 3 direzioni: tre emettitori producono ultrasuoni (inudibili) mentre altrettanti ricevitori misurano le variazioni di frequenza indotte dalla velocità del vento, permettendo così di ottenere le tre componenti nello spazio di intensità e direzione del flusso.

2.3.6. La forza di Coriolis. Quando un corpo (o massa di un fluido) si sposta in un sistema in movimento circolare, esso è soggetto ad una forza apparente che tende a farla deviare a destra o sinistra a seconda del verso di rotazione (vedi figura)



A scala regionale (100 – 1000km) le deviazioni inducono circolazioni diverse a seconda se il flusso convettivo è ascensionale o di subsidenza, e a seconda che ci si trovi nell'emisfero boreale o quello australe.

Nell'emisfero boreale a flussi ascensionali corrisponde una circolazione ciclonica con rotazione antioraria: in figura le frecce sulla spirale indicano l'effetto di trascinamento visibile sulle nubi in quota; viceversa alla subsidenza (moto discendente) corrisponde una circolazione anticiclonica con rotazione oraria. Nell'emisfero australe i sensi di rotazione si invertono.



La parola ciclonica deriva dall'instaurazione di movimenti di rotazione (ciclo) a spirale al cui centro ci sono forti correnti ascensionali: tale condizione si verifica in presenza di aria calda ed umida che a mano a mano che giunge in alto raffredda dando luogo ad un'intensa nuvolosità, che viene a mancare in una ristretta porzione centrale detta occhio del ciclone.

I cicloni tropicali prendono il nome di uragani e tifoni a seconda se si originano nell'atlantico o nel pacifico, sono quelli collegati ai flussi più intensi del pianeta e possono raggiungere migliaia di km di diametro con velocità del vento al suolo fino a 500km/h. I cicloni extra-tropicali hanno una dimensione più ridotta e si manifestano come temporali di media

intensità. Non è raro di recente il verificarsi di fenomeni di elevata intensità anche alle medie latitudini: a tali cicloni è stato dato il nome di TLC (Tropical-like cyclones). La scala Fujita identifica 5 livelli di intensità basandosi sulla velocità del vento e la larghezza della 'striscia' di danni che lascia il ciclone al suo passaggio.

Trombe d'aria - Sul mare e nelle distese pianeggianti si possono verificare trombe d'aria e turbini che sollevano acqua, polveri ed oggetti anche di congrue dimensioni: sul mare sono le trombe marine, nelle distese americane prendono il nome di tornado. Turbini di polvere (en:dust devil) si possono realizzare anche in assenza di vere e proprie perturbazioni. A fianco un tornado ([28])



L'anticiclone è associato a moti d'aria discendenti che caratterizzano l'alta pressione, contraddistinta da aria secca; il moto circolatorio è opposto al precedente e non è immediatamente visibile nelle immagini satellitari.

Cicloni ed anticicloni possono essere visti come ingranaggi di un immenso orologio che occupano la gran parte dei due emisferi, separati dalla fascia monsonica. Ad ingranaggi che ruotano in un senso se ne alternano altri che girano in senso opposto con marcate alternanze stagionali dovute alla variazione dell'esposizione alla radiazione solare.

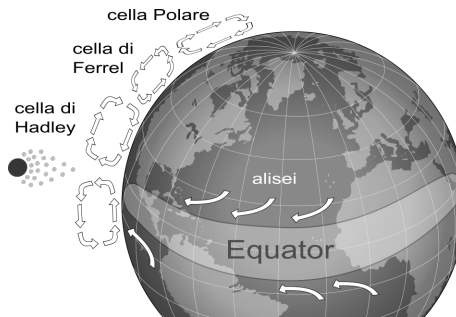
2.3.7. La convezione a scala planetaria. L'irraggiamento solare si fa sentire anche alla scala planetaria, producendo un riscaldamento sulla fascia del pianeta più esposta, quella in prossimità dell'Equatore, determinando alcune delle più importanti dinamiche atmosferiche di grande scala.

Questo intenso irraggiamento attiva le più ampie e potenti celle convettive del pianeta, le celle di Hadley, una a nord ed una a sud dell'equatore, dove si realizza una **zona di convergenza intertropicale (ITCZ)** e caratterizzate dall'assenza di venti e una zona di bassa pressione.

Alle latitudini più elevate si realizzano invece condizioni di alta pressione e le direzioni si invertono: queste latitudini sono contraddistinte dalle grandi zone desertiche subtropicali.

Le celle di Hadley si combinano a sistemi più complessi presenti alle medie latitudini, rappresentati dalle celle di Ferrel e da quella Polare (vedi figura).

Abbinata al moto di circolazione planetario, in prossimità dei tropici ai moti convettivi si associano potenti e costanti venti al suolo, gli alisei, su cui si è basata la navigazione nautica per centinaia di anni, tant'è che i venti sono anche detti venti del commercio e spirano sempre da est (vedi figura).



A causa della diversa esposizione che il pianeta offre al sole, tali condizioni si spostano nelle stagioni tra due latitudini note come tropici, quello del Cancro a Nord dell'Equatore, e quello del Capricorno a Sud, entrambi ad una latitudine pari all'inclinazione dell'asse di rotazione terrestre ($23^{\circ}27'$). Nel periodo estivo nell'emisfero Boreale sono irraggiate maggiormente le zone del Tropico del Cancro, mentre nell'estate Australe, ciò avviene per Tropico del Capricorno.

La conseguenza è che le celle di Hadley si spostano a nord nel primo caso e a sud nel secondo.

Come al suolo anche ad alta quota (c.ca 10km) si originano correnti importanti che prendono il nome di 'corretti a getto' (en: jet stream), sfruttate nella navigazione aerea d'alta quota.

2.4. Esercizi

Quesito - Cos'è l'albedo ? Indicare a titolo di esempio dei valori per alcune superfici.

Esercizio - Disegnare un orizzonte di un luogo a piacimento e sovrapporvi un diagramma solare.

Suggerimenti - utilizzare un goniometro circolare e piani, assi di riferimento fissi, oppure ricavare il diagramma fondendo fotografie a diagrammi solari ottenuti da strumenti software dedicati.

Quesito - A che latitudine ci troviamo ? Al solstizio d'estate quanto vale l'inclinazione del sole ?

Esercizio - Nella legge di Lambert-Beer l'intensità della radiazione solare al suolo dipende dalla lunghezza del percorso. Qual'è il rapporto tra quello due solstizi alla latitudine di 45° a mezzogiorno ?

Suggerimento - Disegnare le configurazioni di incidenza dei raggi solari per i due solstizi derivando angoli di incidenza e lunghezza del cammino ottico dei raggi solari nell'atmosfera.

Soluzione - Nell'equazione di Lambert-Beer la lunghezza del percorso (L) è proporzionale a: $L \propto 1/\sin\alpha$. Date le due altezze (angoli) $\alpha_{inverno} \simeq 45 - 23 = 22$ e $\alpha_{estate} \simeq 45 + 23 = 78$, se ne deriva che le due lunghezze sono proporzionali a $L_{estate} \propto 1/\sin(24)$ ed $L_{inverno} \propto 1/\sin(48)$ per cui il rapporto dei due cammini ottici vale: $2.67/1.04 \simeq 2.6$.

Quesito - Perché il cielo è blu ?

Quesito - In cosa si differenziano la radiazione solare extraterrestre da quella al suolo ?

Esercizio - Calcoliamo lo spessore ipotetico dell'atmosfera ipotizzata omogenea se l'irraggiamento a terra è di $500W$ ed assumendo un fattore di attenuazione di $0.1km^{-1}$?

Soluzione - Invertiamo l'equazione di L-B:

$$\ln(I/I_0) = -a \cdot z \Rightarrow z = -\ln(I/I_0)/a$$

quindi sostituiamo i valori (compreso quello della costante solare) ottenendo:

$$z = -\ln(I/I_0)/a = -\ln(500/1370)/a = -1/ -0.1 = 10km$$

Quesito - Esprimere in formula il bilancio radiativo al suolo ? Indicare il significato dei simboli utilizzati.

Esercizio - L'atmosfera è una massa gassosa. Qual'è la sua composizione ?

Risposta - Le componenti principali sono Azoto N_2 e Ossigeno O_2 presenti nelle percentuali approssimate del 78% e del 21%.

Quesito - Cos'è la pressione atmosferica ? Quali Unità di Misura ha ? Come la si misura ?

Esercizio - Qual'è il volume occupato da una mole d'aria in condizioni Standard ($1Atm = 1013hPa, 0^\circ C$) ?

Soluzione - Utilizzando l'espressione di base $V = \frac{n \cdot R \cdot T}{P}$ andiamo a risolvere per $n=1$:

$$V = \frac{1 \text{ mol} \cdot 8.31 \text{ J/mol} \cdot 273 \text{ K}}{1013 \text{ hPa}} = 22.4 \text{ L}$$

Esercizio - Qual'è la densità dell'aria in condizioni Standard ?

Soluzione - Dapprima ricavo il peso di una mole d'aria come media pesata tra quello dell' N_2 e dell' O_2 :

$$M_a = \frac{21 \cdot 36 + 78 \cdot 28}{99} \simeq 29 \text{ g}$$

quindi ricavo il rapporto:

$$\rho_a = \frac{29 \text{ g}}{22.4 \text{ L}} \simeq 1.3 \text{ g/L}$$

Esercizio - Se al mare misuro una temperatura di 40°C che temperatura mi aspetto di avere in una località non lontana ma all'altitudine di 1000 m ?

Soluzione - Se ipotizziamo che l'aria abbia un basso contenuto di umidità, e quindi adottando un 'lapse rate' pari a quello dell'aria secca, ottengo:

$$T_{montagna} = T_{mare} - \Delta z \cdot \Gamma_d = 40^{\circ} - 1000 \cdot 0.01^{\circ}\text{C}/\text{m} = 40^{\circ} - 10^{\circ} = 30^{\circ}$$

Quesito - Quali componenti del vento si misurano abitualmente ?

Trasformazioni

Tra tutti i cambi di stato della materia e le reazioni chimiche e biochimiche che avvengono nel pianeta nulla è probabilmente più importante delle trasformazioni cui va soggetta l'acqua che incontrastata fa da tramite alla radiazione solare nel portare continue trasformazioni alla geografia e permette alla vita di susseguirsi attraverso un ciclo che permea ogni cosa e si rigenera attraverso un ciclo perenne.

3.1. Evaporazione

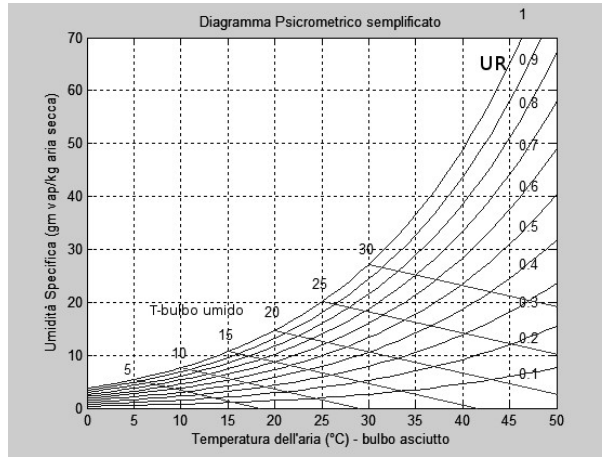
L'evaporazione è quel processo attraverso cui una sostanza passa dallo stato liquido a quello gassoso, nel caso dell'acqua vapore; essa avviene a temperatura costante e richiede una notevole mole di energia, detta calore latente di evaporazione, nel caso dell'acqua pari a $\lambda_e \simeq 540 \text{ cal/g} = 2450 \text{ J/g}$. Confrontando tale valore al Calore Sensibile, che nel caso dell'acqua vale $c_p = 1 \text{ cal/g}$ notiamo immediatamente che il calore latente equivale al calore necessario ad innalzare di 1°C ben 540g d'acqua liquida.

Evaporazione dal suolo - Quando si parla di evaporazione dell'acqua dal terreno, solitamente si assume che tale processo avvenga alla superficie, benché esso possa coinvolgere uno spessore di diversi centimetri portando ad un raffreddamento del terreno.

Per comprendere la fenomenologia evaporativa del terreno, occorre ricordare che al suo interno l'acqua è fortemente trattenuta. È stato osservato che tale processo si svolge in due stadi distinti, uno abbastanza rapido guidato dal deficit di tensione di vapore (domanda evaporativa dell'atmosfera) ed uno, più lento, diretto dalla conducibilità gassosa della matrice del terreno.

3.1.1. La condensazione. Il vapore è un gas ma, diversamente dagli altri gas presenti nell'aria, raggiunge molto presto una concentrazione di saturazione, al di sopra della quale cambia di stato condensandosi.

Il comportamento del vapor d'acqua è descritto dal diagramma psicrometrico, che riporta il legame esistente tra umidità assoluta e temperatura (figura sotto).



Nel diagramma si può osservare come per una determinata umidità assoluta (asse delle ordinate) al variare della temperatura corrispondano valori diversi di umidità relativa (riportati in corrispondenza delle curve). Riducendo la temperatura si traggono valori di UR sempre più bassi fino a raggiungere ad una curva critica (UR=100%) cui corrisponde la **temperatura di rugiada**, quella a cui il vapore rappresenta è alla saturazione. Se abbassassimo ulteriormente la temperatura il vapor d'acqua in eccesso condenserebbe fuoriuscendo dal sistema atmosfera.

Il condizionamento - Molti ambienti (lavorativi, residenziali, nei mezzi di trasporto) hanno ambienti climatizzati. I climatizzatori o condizionatori non sono altro che 'filtri' che aspirano aria dall'ambiente per poi restituirla dopo averne modificato le caratteristiche. Ciò avviene spingendo l'aria su una superficie fredda in cui si verifica una condensazione e quindi una deumidificazione.

Il bulbo umido - Il bulbo umido rappresenta quel sistema superficiale in cui la fase liquida dell'acqua è in equilibrio con il suo vapore saturo. Tale sistema è adottato negli psicometri per misurare l'umidità dell'aria, ed è costituito da due termometri identici, uno con un bulbo tenuto costantemente umidificato e ventilato allo scopo di far coesistere la fase liquida e quella vapore di modo che si ponga alla temperatura di 'rugiada' dell'aria. Dalla contemporanea misura (col termometro a bulbo asciutto) della temperatura dell'aria possiamo quindi dedurre l'UR.

3.1.2. Condensazioni in natura. Quando immettiamo vapore nell'atmosfera (es. mettendo a bollire dell'acqua) il vapore che si genera risale mescolandosi ad aria più fredda e temporaneamente condensa generando nuvole bianche date dalla presenza di goccioline finissime. Il fenomeno si verifica anche quando alitiamo in un ambiente freddo o aprendo una ghiacciaia o nelle scie turbolente dei jet di linea.

Il fenomeno che stiamo osservando è la **condensazione per miscelazione** che si verifica quando due masse d'aria con diverse caratteristiche si miscelano, una calda e umida, ed una più fredda; il rimescolamento produce un abbassamento della temperatura della massa complessiva ed una redistribuzione dell'umidità. Anche se la massa d'aria fredda è secca, cioè con una bassa umidità specifica (massa d'acqua per unità di volume d'aria) l'abbassamento di temperatura porta le bolle d'aria umida facilmente al punto di rugiada, con formazione di microscopiche goccioline in sospensione, le nuvole. Se la temperatura della massa d'aria fredda è inferiore agli 0°C il vapore passa direttamente allo stato di ghiaccio, come si verifica nelle nubi d'alta quota (es. cirri).

Meno reversibile è ciò che succede in prossimità di una superficie, in cui la condensazione che la sublimazione possono determinare una bagnatura o uno strato di gelo più duraturo.

In più il ghiaccio è caratterizzato da una particolare proprietà alla base di molti processi legati alla geodinamica e alla vita sulla Terra: come la maggior parte delle sostanze, una volta allo stato solido continua a contrarsi al diminuire della temperatura ma esiste una temperatura (-4°C) al di sotto della quale l'acqua riprende ad aumentare di volume. È questo fenomeno che ne conferisce la capacità dirompente che gli permette di fratturare anche le rocce più dure. Una volta che l'acqua sia penetrata in una fessura, o che si trova all'interno dei tessuti forti abbassamenti termici possono provocare danni ingenti al sistema che la ospita.

Irrigazione antigelo - Allo scopo di prevenire danni da gelate nelle valli alpine dove è diffusa la coltura del melo, è comune la pratica dell'irrigazione per aspersione sopra-chioma, che permette di conservare attorno al frutticino uno strato di acqua liquida. Anche nel caso che si formi uno strato di gelo, la presenza di un velo di acqua liquida assicura la presenza di un'interfaccia sempre alla temperatura di 0°C , temperatura non sufficiente a determinare danni irreversibili nei tessuti.

Nelle ore notturne in assenza di nuvolosità si verifica una progressiva perdita di calore dei corpi esposti verso l'atmosfera tanto che i valori più bassi si registrano nei momenti immediatamente precedenti all'alba: per questo sulle superfici è possibile osservare importanti condensazioni (es. rugiada).

Se l'abbassamento termico porta la superficie a temperature al di sotto di 0°C l'umidità dell'aria sublima dando luogo alla brina (en:hoar).

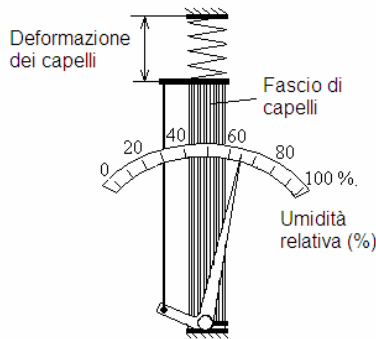
La galaverna (en:hoarfrost) è uno dei fenomeni più spettacolari della natura: è una brinata molto spinta che avviene quando sia la superficie di condensazione che l'aria circostante sono inferiori agli 0°C . Tali condizioni fanno sì che il cristallo di ghiaccio si formi e si accresca direttamente sulle superfici (immagine da [13])



Quando la superficie di condensazione è un tessuto organico, quale la foglia di una pianta, alla condensazione possono essere associati tanto aspetti positivi che negativi. Tra quelli positivi si ricorda la capacità di alcune piante di attingere acqua di condensa dalle foglie (xerofite), mentre gli aspetti maggiormente negativi sono associati all'innesco di patologie fungine legate alla realizzazione di condizioni favorevoli alla germinazione delle spore.

La misura dell'umidità - La gran parte dei materiali con cui siamo a contatto, a partire dai tessuti e dalle fibre biologiche, ma anche materiali da costruzione, sono igroscopici: all'interno dei loro pori il vapore è catturato dai capillari condensando e determinandone un'umidità che

dipende dalle condizioni ambientali. Per la misura dell'umidità, mentre oggi si fa uso di semiconduttori porosi, negli strumenti meccanici, molti ancora in uso, si fa uso di fasci di 'capelli' o 'peli' fatti di cheratina, una proteina la cui igroscopicità ne influenza l'allungamento quando sottoposta ad una tensione costante. In figura è riportato lo schema di igrometro a capelli ([17]).



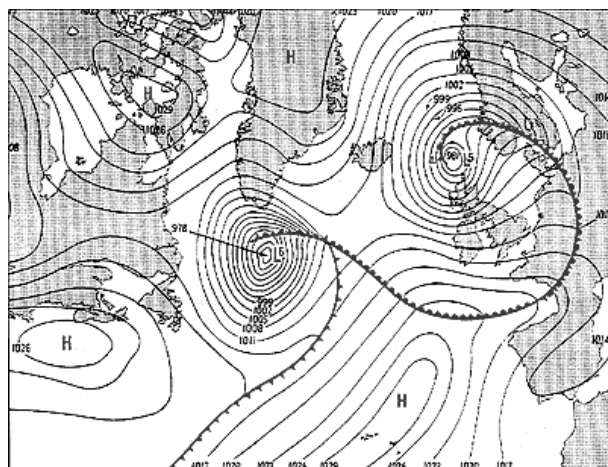
3.2. La Meteorologia

La meteorologia è la scienza che si occupa della descrizione dello stato dell'atmosfera (che tempo fa) e dei fenomeni che vi si generano (meteore).

Uno degli obiettivi della meteorologia classica è la previsione del tempo meteorologico, per la quale è fondamentale l'**osservazione** (al suolo e in quota) e successivamente l'**analisi sinottica** ovvero d'insieme, in passato basate sullo sviluppo di mappe sinottiche dove, a partire da curve isobariche (egual pressione) si individuava l'andamento delle circolazioni: in figura è riportato un esempio di carta meteorologica con isobare e fronti (quella del Dday, da [20])

Nella carta figurano lettere che identificano i punti di minima (L=low, B=bassa) e massima (H=high, A=alta) pressione attorno ai quali si verificano rispettivamente circolazioni a carattere ciclonico e anticiclonico.

Oggi l'osservazione è estratta da una vasta rete di osservatori meteorologici, integrati da informazioni di satellite e radar, mentre l'analisi

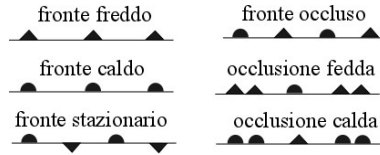


si basa su modelli ovvero calcoli numerici, che permettono di ottenere mappe di previsione con un'orizzonte temporale fino a 2 settimane.

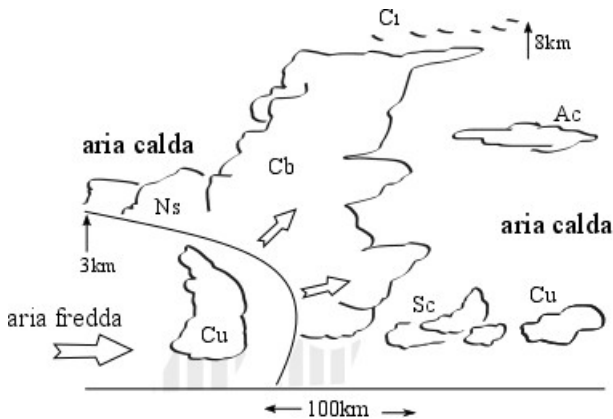
L'osservazione satellitare - Grandi progressi sono stati consentiti dalle osservazioni dallo spazio, basate sull'uso di satelliti della famiglia Meteosat che permettono di ottenere fotografie della terra vista da occhi digitali sensibili in diverse gamme di REM: oltre ad immagini sul visibile l'uso dei falsi colori è usato per raffigurare mappe IR e UV che rappresentano temperatura al suolo e presenza dell'umidità (nuvolosità).

La tecnologia satellitare è oggi utilizzata per un gran numero di usi: la posizione privilegiata consente di fornire osservazioni utili a fornire indicazioni sul territorio e anche sul paesaggio. Molte regioni Italiane ne fanno uso per monitorare l'uso e l'occupazione del suolo. È basata su satelliti anche l'ormai ubiquitaria tecnologia di posizionamento geografico GPS.

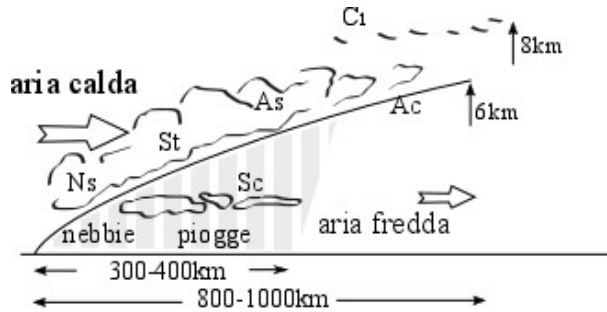
Fronti atmosferici - Nella carta sinottica illustrata sopra oltre alle isobare e ad uno strato informativo della geografia di riferimento, compaiono anche linee di separazione tra masse d'aria diverse che rappresentano i fronti, la cui simbologia è riportata nello schema sottostante.



Nel fronte freddo una massa d'aria fredda si insinua su un'area occupata da una massa più calda. I fronti freddi sono solitamente veloci ($> 50\text{km/h}$), sono preceduti da cumuli e cumulonembi dando luogo ad una fascia piovosa larga c.ca 100km, come schematizzato in figura (rielaborata da [3]).



Nel fronte caldo una massa d'aria calda (W) invade una zona dove è presente aria più fredda. I fronti caldi sono lenti e preceduti da una vasta fascia di copertura nuvolosa a cirri e cirrocumuli. All'avvicinarsi del fronte, la nuvolosità si ispessisce e la base si avvicina al suolo, mentre la fascia piovosa ha un'ampiezza dell'ordine di 300 km, come schematizzato in figura (rielaborata da [3]).



In Italia è tipico il passaggio in inverno di:

- aria fredda di origine artica marittima (mA) dalla Groenlandia o dalle isole Spitzberg oppure artica continentale (cA) dal mar di Barents o dalla Siberia;
- aria fredda di origine polare continentale di provenienza Nord-Atlantica, Labrador o Russia centrale (cP), oppure sempre di origine polare ma calda in quanto marittima (mP), proveniente dal Nord Atlantico, Russia (meridionale) e Balcani.

In estate, invece, è tipico il sopraggiungere di:

- masse d'aria calda polare continentale da direzioni diverse ma con medesima origine del caso discusso sopra: Nord Atlantico, Russia (meridionale) e Balcani (cP).

Più o meno in tutto l'anno posso poi giungere:

- masse d'aria fredda polare marittima (mP) proveniente dal Nord-Atlantico, Labrador o Russia centrale;
- masse d'aria calda di origine tropicale sia di provenienza marittima dai mari subtropicali e dalle Azzorre (mt) che continentale dal Nord-Africa e dai continenti subtropicali (ct).

3.2.1. Le precipitazioni o idrometeore. L'acqua può ricondursi al suolo in varie forme: di esse quella più frequentemente è quella delle precipitazioni a carattere piovoso.

L'acqua che si condensa all'interno di una nube, inizialmente forma un aerosol fatto di microscopiche goccioline che fluttuano in ogni direzione. Solo dopo una serie di collisioni che portano tali goccioline a

fondersi aumentando di dimensione, su di esse inizierà a prevalere l'effetto della gravità. Tale processo è accelerato dalla presenza di nuclei di condensazione, dati da sostanze ed aerosol dei più diversi materiali.

Piogge artificiali - In alcune zone del mondo (Israele, USA) per un periodo è stata popolare l'induzione delle piogge attraverso **inseminazione** per via aerea nelle nubi di nuclei di condensazione, data da polveri di Ioduro d'Argento, ghiaccio secco o Cloruro di Sodio.

Delle precipitazioni la forma più leggera è rappresentata dalla pioviggine, data da gocce finissime ($0.2 - 0.5mm$) e molto ravvicinate tra di loro; si parla di pioggia quando le gocce hanno un diametro almeno di $0.5mm$.

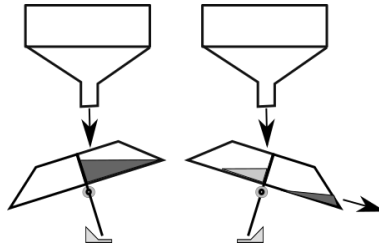
La neve è un tipo di precipitazione che solitamente ha luogo nella stagione fredda. Essa è costituita da acqua allo stato solido che si cristallizza seguendo precise regole geometriche per poi formare 'fiocchi' della più diversa struttura: il processo porta a varie tipologie di neve (vedi [14]).

La neve ha una densità variabile ma solitamente la si assume 10 volte più leggera dell'acqua liquida: **$1cm$ di neve = $1mm$ d'acqua.**

In condizioni turbolente, quali all'interno di una nube temporalesca si possono realizzare moti convettivi di estrema intensità con correnti ascensionali che trascinano goccioline già formate ad alta quota trasformandole in ghiaccio: le precipitazioni vanno da formazioni quasi-nevose compatte ed amorfe derivanti da neve parzialmente fusa (pellet, gragnola), alla grandine (en: hail) che può raggiungere la dimensione di diversi centimetri.

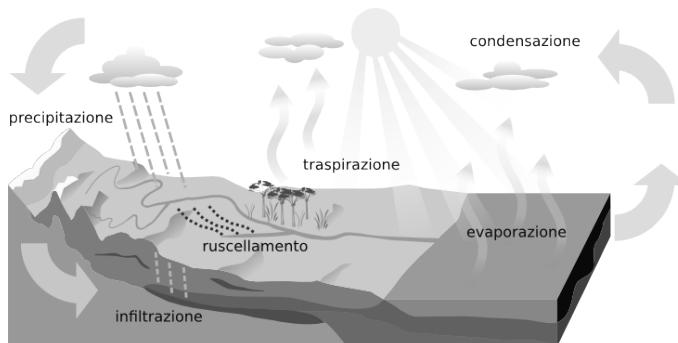
Per i danni provocati all'agricoltura, oltre alla diffusa soluzione assicurativa (seminativi, orticole, serricoltura), la forma di difesa preventiva più praticata è quella basata su reti antigrandine (usata in frutticoltura).

La misura delle precipitazioni - La misura delle piogge è diffusamente effettuata con pluviometri totalizzatori (rain gauges) o a conteggio: in quest'ultimo caso l'intensità dell'afflusso è misurata attraverso un sistema a bilancino basculante (vedi schema di figura) che misura l'evento in modo discreto come il numero di volte che si riempie una vaschetta di volume noto, che rapportato all'imbocco corrisponde alla risoluzione dell'apparato, abitualmente $0.1 - 0.2mm$.



3.3. Idrologia superficiale

Molta parte della complessità dei processi idrologici interessa la superficie terrestre e sono riassunti alla grande scala in uno schema di flusso circolare noto come ciclo dell'acqua, che tende a mostrare l'acqua come risorsa rinnovabile.



Recentemente l'innalzamento medio delle temperature ha portato al scioglimento di consistenti masse di ghiaccio (polari e permafrost) e quindi ad un aumento della massa d'acqua coinvolta nel ciclo. Ne ha conseguito un inevitabile aumento dei flussi a scala globale, ma anche maggiori fluttuazioni a scala locale con più lunghi periodi di siccità ed eventi piovosi più intensi, con conseguente intensificazione di fenomeni idrologici dannosi per l'uomo (erosioni, frane) e riduzione della superficie coltivabile (perdita di suolo, desertificazione).

Analizziamo i diversi processi che appaiono nel ciclo.

Evaporazione - Il processo, già introdotto in precedenza, è quello che porta l'acqua nell'atmosfera, ed induce un richiamo verso l'alto dell'acqua presente nella profondità del terreno accoppiato ad una redistribuzione dell'acqua al suo interno per uno spessore anche di parecchi centimetri. L'evaporazione, come su detto implica una cessione di energia per cui può portare anche ad una diminuzione della temperatura del suolo.

Intercettazione - Volendo esaminare il ciclo dell'acqua a partire dalla precipitazione, non va dimenticato che essa viene in primo luogo intercettata da diverse tipi di superfici, da cui può essere trattenuta o rilasciata ad uno strato sottostante. Le superfici intercettanti, sia litologiche che vegetali, artificiali o naturali, sono caratterizzate da una permeabilità, una pendenza, una rugosità ed altri caratteri fisici che determineranno la capacità di trattenerne una parte piuttosto che lasciarla defluire seguendo la conformazione della superficie. Il fenomeno dell'intercettazione è assai complesso dovuto alla stratificazione di molte coperture (si pensi ad un bosco) ed ha un carattere dinamico: l'intercettazione raggiunge un limite oltre il quale la copertura si satura.

Infiltrazione - Tale processo identifica la penetrazione in superficie di acqua libera in un terreno inizialmente insaturo. L'infiltrazione determina nel suolo un fronte di avanzamento, cioè di una zona di passaggio tra il terreno alle condizioni iniziali (tipicamente più asciutto) alle nuove e più umide condizioni a partire dalla superficie. Nell'attività irrigua l'acqua è distribuita sulla superficie del terreno secondo diverse modalità: mentre nella aspersione e nell'irrigazione per sommersione possiamo pensare ad una infiltrazione pressoché 1-dimensionale, nell'irrigazione per scorrimento o in quella a goccia l'aggiunta d'acqua avviene in modo concentrato su una parte della superficie del terreno. Il fronte d'avanzamento avrà allora una forma di lobo più o meno allungato a seconda se prevale la gravità (terreni sabbiosi) o la ritenzione (terreni argillosi).

Ridistribuzione - L'acqua si ridistribuisce all'interno del terreno secondo una legge che correla la portata alla differenza di potenziale idrico totale in punti diversi e alla conducibilità idrica K , che a sua volta dipende dalla quantità d'acqua θ presente e dallo stato strutturale del terreno, fattori che possono variare in modo consistente nell'arco dell'anno e in seguito all'intervento dell'uomo (es. lavorazioni, calpestamento, allagamento).

Drenaggio & percolazione - Si tratta di processi che portano alla fuoriuscita di acqua da uno strato di terreno saturo ($\psi_t > 0$); come per l'infiltrazione il flusso non è necessariamente verticale: si pensi alle modalità con cui l'acqua fuoriesce dal suolo in presenza di tubi di drenaggio.

Risalita capillare - Si tratta del processo attraverso cui l'acqua è richiamata verso l'alto da un terreno da strati profondi (falda) in condizioni sature.

Suzione radicale - Si tratta del processo che vede l'asportazione di acqua dal terreno da parte delle radici delle piante. Tale asportazione determina zone di asciugamento verso cui l'acqua torna a fluire da zone più umide grazie al gradiente che si forma.

Ruscigliamento - Quando la capacità di infiltrazione di una superficie è inferiore all'intensità dell'afflusso meteorico, l'eccesso prende a scorrere in superficie seguendo le pendenze e determinando infine la formazione dei corsi d'acqua. Nella attitudine al ruscigliamento la copertura del terreno è fondamentale: è essa la prima ad intercettare le precipitazioni ed attenuare l'energia dell'impatto. Inoltre l'ombreggiamento che offre al sole impedisce quell'essiccamento rapido che facilita la formazione di croste. Uso del suolo e copertura (stagionale) sono quindi fondamentali nelle dinamiche del ruscigliamento. Al ruscigliamento sono collegati seri problemi di qualità delle acque e di regimazione associati a problemi ordine civile e sociale classificati tra le catastrofi naturali più frequenti.

Exfiltrazione - In presenza di pendenza ai moti verticali si associano flussi sotto-superficiali che possono portare a locali saturazioni in corrispondenza della superficie del terreno con conseguenti fuoriuscite dalla superficie.

3.3.1. Il Bilancio Idrico. Il bilancio idrico è un computo utilizzato per monitorare lo stato della riserva idrica di un certo sistema ed è rappresentato da un'espressione che valuta le variazioni di acqua presente in un determinato suolo a partire dagli apporti (source) e dalle perdite (sink).

Il bilancio può essere applicato tanto ad uno strato di suolo che ad un intero bacino idrografico ed è esprimibile nella forma:

$$(3.3.1) \quad Prc + Irr + Ris - Dre - Rnf - ET_e = \delta H$$

dove con δH intendiamo la variazione del contenuto idrico di uno strato di suolo predefinito (in mm) nel periodo considerato, durante il quale sono avvenute:

Prc - precipitazione al netto delle perdite per evaporazione dalla vegetazione intercettante

Irr - irrigazioni artificiali e al netto dell'efficienza della tecnologia di distribuzione utilizzata

Ris - apporti per risalita capillare da falda

Dre - perdite per drenaggio;

Rnf - perdite per ruscellamento superficiale

ET_e - perdite per evaporazione e traspirazione (vedi sotto)

Nei bacini irrigui il bilancio può prevedere afflussi e perdite da canali e scoline appartenenti al sistema di distribuzione.

3.3.2. Il deflusso superficiale. Il concetto di deflusso è legato a ciò che osserviamo a valle di un bacino idrologico che riassume nel tempo tutti i singoli processi di ruscellamento localizzati, e che si riuniscono assieme in un corso d'acqua in termini di una portata.

In figura è riportato un insieme di registrazioni in cui, a fianco della pioggia è riportato il deflusso come portata di un corso d'acqua che raccoglie tutta l'acqua captata da ogni tipo di superficie, unite a quelle fuoriuscite dei flussi ipodermici ed essere infine raccolte da un reticolo idrografico.

Con **tempo di corrivazione** si intende quello che le acque di precipitazione impiegano per raggiungere una determinata sezione, partendo dai punti più lontani del bacino. Per ciascun bacino esso dipende dalla natura dei suoli, dalla geometria, dalla morfologia e copertura vegetale dei diversi appezzamenti.

3.3.3. Erosione. L'erosione è dal punto di vista geologico un lento sgretolamento del terreno o di rocce prodotto dagli agenti atmosferici, quali temperatura, vento (erosione eolica), fiumi (erosione fluviale), mare (erosione marina o abrasione), ghiaccio (erosione glaciale o esarazione), pioggia.

L'erosione è un fenomeno profondamente legato al ruscellamento e determina un trasporto di materiale solido in sospensione compresi nutrienti che di per se sono poco mobili come il fosforo (P).

L'erosione è un processo naturale che ha luogo in tutti gli ecosistemi terrestri, ma che è accelerato dalle attività antropiche.

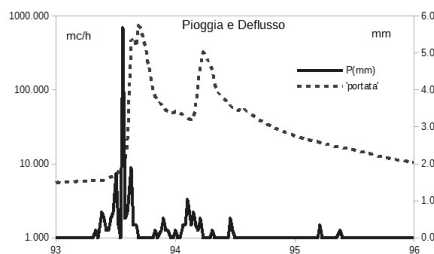


FIGURA 3.3.1. Piogge e diagramma di deflusso registrati in corrispondenza di un evento

In tale processo si possono distinguere le seguenti fasi:

- **Splash** - è quella causata dall'impatto della goccia di pioggia sul terreno, che vede il distacco delle particelle o granulo di materiale dal substrato ed il trasporto vero e proprio; è la ragione scatenante dell'erosione e determina l'energia che si libera sull'evento e determina il distacco delle particelle;
- **Sheet** - è quella associata al ruscellamento inteso come scorrimento laminare; solitamente sottovalutata, questa tipologia di erosione primaria è invece ragione di ampie perdite; essa si mantiene solitamente solo per pochi metri, prima che il flusso si concentri in canaletti (rills); essa non determina ulteriore distacco di particelle, ma solo trasporto di queste, solitamente le più fini e naturalmente dei relativi materiali adsorbiti;
- **Rill** - riguarda la formazione di tracce superficiali e canaletti, di dimensione via via crescente e con portate e velocità di flusso crescenti; a questo tipo di erosione sono particolarmente prони i sistemi di coltura a file; tale flusso è così intenso da determinare esso stesso un incremento di particelle distaccate systems.
- **Gully** - è lo stadio successivo, quello associato alla formazione di ampie scanalature, quelle con oltre 30cm di profondità e associate a perdite di suolo di entità elevata (zone calanchive); l'acqua, scorrendo sia sulla superficie che nei tagli interni (rills) provoca continui rimodellamenti, erosioni e smottamenti della parete collinare sottoposta a tale processo;
- **Tunnel** - è una forma di erosione causata da flussi idrici di ampia

portata nel sottosuolo di terreni sciolti dove il flusso determina appunto lo scavo di vere proprie gallerie; il fenomeno è ben noto ai geologi in quanto responsabile anche della creazione di vere e proprie grotte.

Il rischio idrogeologico è un concetto legato all'interazione tra il fattore acqua (idro: pioggia e corsi d'acqua) ed il terreno che la ospita (geo: suolo, roccia, detriti), ed è legato alla probabilità del verificarsi di eventi naturali come frane e valanghe. Se l'acqua può già da sola essere pericolosa per l'uomo, lo è ancor di più quando diventa agente di trasporto, trascinando roccia e fango, erodendo il suolo e determinando il cedimento di edifici, ponti e altre infrastrutture.

3.3.4. Il Trasporto di agenti inquinanti nel terreno. Recentemente l'agricoltura è stata spinta a vedere il terreno non solo come fattore produttivo, ma anche in riferimento a problematiche ambientali e sociali, quali l'inquinamento delle risorse idriche e la conservazione del suolo.

Con lisciviazione si intende il dilavamento di sostanze sia disciolte che sospese nella soluzione circolante (inquinanti, nutrienti, particelle di vario tipo) trascinate dall'acqua, meteorica o di irrigazione, verso strati più profondi e l'acquifero.

Qualunque sostanza presente in un mezzo fluido si muove seguendo due leggi fondamentali, una che rappresenta il trasporto puro o advezione (si pensi a come è trasportata dalla corrente una foglia sulla superficie di un fiume), ed una che invece la disperde nello spazio (si pensi ad una goccia di vino rosso in un bicchiere d'acqua).

Il flusso advettivo è dato dal prodotto della velocità di flusso (v) per la concentrazione della sostanza stessa (C) mentre la dispersione è rappresentata da un modello diffusivo (coefficiente D) che quindi segue la legge di Fick:

$$(3.3.2) \quad q = v \cdot C - D \cdot \nabla C$$

In realtà i soluti nel terreno sono soggetti anche ad una dispersione indotta dalla tortuosità dei percorsi all'interno della matrice dei pori, avente un effetto simile alla diffusione ma assai più marcata e rapida.

Adsorbimento - Molti soluti interagiscono con il terreno attraverso l'instaurazione di legami ed affinità di tipo chimico. Questo fenomeno, detto adsorbimento, determina due effetti importanti: un ritardo di propagazione del prodotto nella direzione del flusso e immobilizzazione di una parte del prodotto, solitamente in superficie.

Tale fenomeno è sfruttato in una ben nota tecnica di laboratorio detta cromatografia usata per distinguere i prodotti presenti in una data soluzione: ogni soluto ha infatti un diverso coefficiente di adsorbimento il quale, determina un ritardo nel trasporto.

Questo è anche quello che succede quando un prodotto chimico finisce sul terreno: maggiore è l'adsorbimento, minore è la velocità con cui un prodotto è lisciviato, maggiore è il tempo per il quale può essere assimilato dalle radici e dagli organismi superficiali ed essere metabolizzato, minore è la velocità con cui giunge in falda ad elevate concentrazioni (in cui il metabolismo è ridotto da una minor presenza di organismi) divenendo potenzialmente inquinante per le acque dolci di uso civile.

3.4. Esercizi

Quesito - Cos'è la pressione parziale di un gas?

Quesito - Cos'è l'umidità dell'aria ? In quali modi si può esprimere ? Come si misura ?

Quesito - Cos'è il diagramma psicrometrico ? Come si utilizza ?
Suggerimento- Tracciare uno schema del diagramma

Esercizio - Se nell'atmosfera il vapore è presente con una pressione parziale di $e = 9hPa$, qual'è l'umidità relativa corrispondente alle temperature di 18° e 25° sapendo che le corrispondenti pressioni di vapore saturo valgono $e_s(18) = 20.6hPa$ ed $e_s(25) = 31.7hPa$

Risposta - in base alla definizione di $UR = 100 \cdot e/e_s$ ottengo:

$$UR(18) = 9/20.6 = 43.6\%$$

$$UR(18) = 9/31.7 = 28.4\%$$

Esercizio - In una stanza di $5m \cdot 4m \cdot 3m$ porto la temperatura da 18° a 25° . Quanta acqua devo evaporare affinché l'umidità relativa iniziale del 50% rimanga costante ?

Soluzione - utilizzando il diagramma psicrometrico, in corrispondenza della curva del 50 di umidità, alla temperatura di 18° e di 25° ottengo rispettivamente i valori di umidità assoluta di 6.5 e $10g_{vapore}/kg_{aria-secca}$.

Poiché la densità dell'aria a T ambiente è c.ca $1.3kg/m^3$ (vedi esercizio precedente) si ricava la massa d'aria secca della stanza: $m_a = 1.3 \cdot 5 \cdot 4 \cdot 3 = 77.4m^3$

per cui la differenza del contenuto idrico dei due stati è: $m_w = 77.4 \cdot (10 - 6.5) = 271g$

Gli Organismi Viventi e l'Ambiente

4.1. La Radiazione solare e le piante verdi

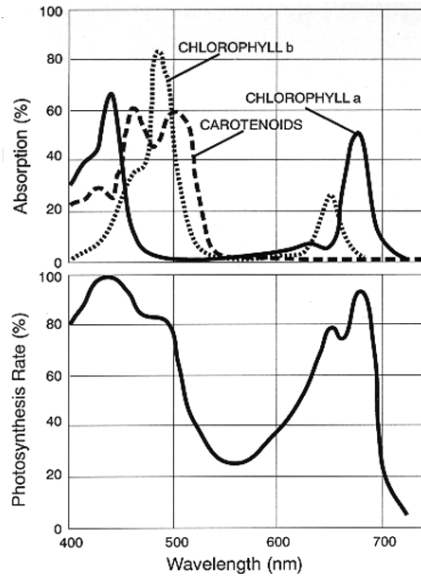
Per tutti gli organismi viventi la radiazione solare ha tre importanti valenze. Essa rappresenta innanzitutto calore, fondamentale per i meccanismi metabolici. Sempre come calore essa innesca la traspirazione che non è solo un meccanismo di raffreddamento ma determina quel flusso che veicola elementi nutritivi dall'apparato radicale. Infine la radiazione in quanto luce diventa cibo all'interno del processo fotosintetico, ed innesca stimoli importanti nello sviluppo.

4.1.1. La fotosintesi. Il processo fotosintetico, alla base dell'accrescimento di ogni pianta verde, avviene in siti appositi detti cloroplasti dove alcuni pigmenti sono in grado di sfruttare diverse gamme della radiazione solare per catturare energia ed utilizzarla per assimilare il carbonio ed alimentare i propri tessuti. La gamma di frequenze che interessa questo processo è detta radiazione Fotosinteticamente Attiva (PAR-Photosynthetically Active Radiation); lo spettro di assorbimento dei pigmenti in gioco è riportato nella figura sottostante (da [27]).

Vista la valenza chimica, l'intensità del PAR si misura in Einstein, cioè moli di fotoni. Se si conosce la distribuzione della PAR di una sorgente, si può utilizzare l'equazione di Planck, che determina l'energia posseduta da un quanto:

$$E = h \cdot \nu$$

dove ν è la frequenza e h la costante di Planck. Molte lampade professionali utilizzate nelle colture protette forniscono già la potenza emissiva utilizzando gli Einstein come unità di misura.



4.1.2. Efficienza di Assimilazione. Della quantità di PAR che raggiunge le superfici verdi di una pianta, la frazione utilizzata per la fotosintesi è normalmente molto bassa (c.ca 5%); a tale efficienza è legata alla densità dei pigmenti ed al meccanismo fotosintetico.

Per quanto riguarda la densità dei pigmenti, si tratta di una caratteristica tanto della specie quanto delle singole foglie, la cui collocazione al sole all'ombra tende a determinarne la densità. Si parla per questo di specie / foglie:

- eliofile se godono di una forte insolazione, quali piante da pieno campo, da climi aridi e le stesse piante acquatiche;
- sciafile se sono adattate a condizioni ombreggiate, quali piante da appartamento, adatte a luoghi ombreggiati e sottobosco, nonché piante da acquario.

Per quanto riguarda il meccanismo fotosintetico, la gran parte delle specie conosciute fanno riferimento a 3 schemi, denominati C3 (Calvin-Benson), C4 (o Hatch-Slack) e CAM, i primi due denominati in base al numero di atomi di C di cui è formata la molecola sintetizzata dal processo, il terzo

è invece quello utilizzato dalle piante succulente (p.grasse). Le piante C4 sono anche quelle caratterizzate da maggiori tassi di crescita: a questa classe appartengono piante quali il mais ed altre erbacee adattate ad alte temperature nonché la maggioranza delle specie perenni. Le piante C3 sono invece caratterizzate da un minor tasso di accrescimento, ma generalmente adatte a temperature più basse. La differente capacità di assimilazione trova naturalmente riscontro nella biomassa secca accumulata a fine ciclo produttivo.

4.1.3. L'Accrescimento. Alcune variabili biometriche sono fondamentali nel descrivere (e misurare) l'accumulo di biomassa (W) da parte di una pianta, al netto di quanta parte di essa viene persa per il metabolismo (respirazione). Le variabili più importanti a tale scopo sono rappresentate da:

- CGR (crop grow rate) tasso di accrescimento

$$(4.1.1) \quad CGR = \frac{dW/dt}{A} \approx \frac{1}{A} \frac{W_2 - W_1}{t_2 - t_1}$$

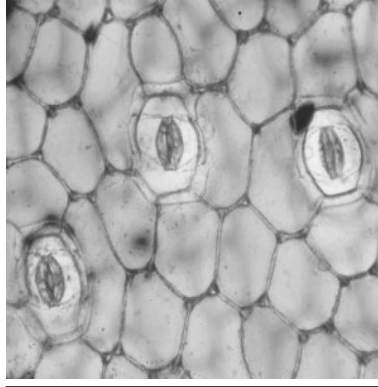
dove A è la superficie di riferimento (es. $1m^2$).

- RGR (relative grow rate) tasso di riproduzione, ovvero il tasso di crescita per unità di biomassa

$$(4.1.2) \quad RGR = \frac{dW/dt}{W} = \frac{d(\ln W)}{t} \approx \frac{\ln W_2 - \ln W_1}{t_2 - t_1}$$

- LAI (Leaf Area index) **indice d'area fogliare**, che è in relazione con la biomassa, attraverso il rapporto superficie peso (LWR - Leaf Weight Ratio). Il LAI è anche un indicatore della copertura effettiva del suolo da parte dell'apparato fogliare, che raggiunge la totalità per valori compresi tra 3 e 5.

4.1.4. La traspirazione. Gran parte dei materiali ed in particolare i tessuti organici sono porosi. Gli organismi viventi hanno particolari strutture che prendono il nome di stomi (vedi figura sotto, da [2]), solitamente situate nella pagine inferiore delle foglie, che veicolano i gas alla superficie.



Attraverso gli stomi, le piante rilasciano vapore verso l'atmosfera, permettendo alla pianta di refrigerarsi. L'apertura della camera stomatica è funzione delle condizioni fisiologiche della pianta: condizioni di stress portano a ridurre se non a chiudere l'apertura impedendo alla pianta di perdere ulteriore acqua.

4.1.5. Evapotraspirazione. A scala colturale è difficile separare il termine traspirativo da quello evaporativo del suolo, per cui negli anni 1960 è stato coniato il concetto di **evapotraspirazione** ($ET = E + T$).

A tale concetto fanno capo alcune grandezze distinte:

- evapotraspirazione di riferimento $ET_0 - ET_r$ identifica la perdita idrica di una superficie che per convenzione è rappresentata da un prato sfalcato e mantenuto in ottimo idrico (FAO, 1986)
- evapotraspirato massimo o potenziale $ET_c, ET_p, ET_{pot}, ET_{max}$ si riferisce a quello di una superficie vegetata, tipicamente una coltura, in condizioni di ottimo idrico. tale valore è relazionata al valore precedente attraverso un coefficiente che varia in funzione del periodo della stagione colturale, detto coefficiente colturale:

$$(4.1.3) \quad ET_{max} = K_c \cdot ET_0$$

La ET_c si differenzia dalla ET_0 principalmente in quanto un prato è solitamente presente tutto l'anno, mentre una coltura, sia annuale che pluriennale, ha generalmente una dinamica stagionale generalmente più accentuata

- evapotraspirato effettivo o reale, ET_r , ET_e , ET_{eff} si riferisce infine all'ET di una coltura non in ottimo idrico e quindi non in grado di traspirare le quantità desiderate e di restituire all'atmosfera l'intera domanda evapotraspirativa.

4.1.6. Stima dell' ET_o . Le numerose misure di ET compiute negli anni hanno portato a sviluppare tutta una serie di modelli empirici orientati alla stima dell' ET_o . Uno dei primi metodi di stima passa attraverso la stima e la misura dell'evaporato da una vasca piena d'acqua (ET_{pan}) dispositivo definito in manuali appositi ([7]).

A partire dall' ET_{pan} si ricava il valore della ET_o facendo uso di un coefficiente empirico ambientale:

$$ET_o = k_{pan} \cdot E_{pan}$$

Thornthwaite - Una delle prime espressioni (risale al 1948) utilizzate per la stima dell' ET_o su base mensile è basata essenzialmente sulla temperatura:

$$ET_o = 0.75 \cdot L \cdot \left[\frac{10 \cdot \bar{T}_m}{J} \right]^\alpha$$

dove L è la lunghezza del giorno (calcolata), la temperatura media mensile \bar{T}_m e J è l'indice di calore $J = \sum (T_m/5)^{1.5141}$

Blaney-Criddle - Si tratta di un metodo che risale al 1950 particolarmente semplice in quanto richiede solo la temperatura (T , in °C):

$$ET_o = c \cdot [p \cdot (8 + 0.46T)]$$

dove p è la percentuale di ore di luce medie giornaliere annue mentre c è un fattore correttivo che dipende dall'umidità relativa minima, dalle ore di sole e dalla ventosità.

Metodo della Radiazione - Si tratta di una espressione che risale al 1957 (Makkink) sviluppata in un periodo in cui si stavano diffondendo i primi radiometri per la misura della radiazione solare al suolo (R_s). Essa è data da:

$$ET_o = c \cdot W \cdot R_s$$

¹L'indice di calore J compare anche nell'esponente dato da:
 $\alpha = 0.492 + J \cdot 0.018 + J^2 \cdot 7.71 \cdot 10^{-5} + J^3 \cdot 6.75 \cdot 10^{-7}$.

dove W è un fattore di peso che dipende dalla temperatura e dall'altitudine e c un fattore correttivo che dipende dall'umidità relativa e dalla ventosità.

Uso delle formule per la stima dell' ET_p . L'utilizzo delle formule appena viste, ancora praticato per via della loro semplicità, richiede tuttavia la corretta impostazione dei parametri che a loro volta dipendono da grandezze ambientali medie non esplicitamente presenti nella formula, originalmente ricavate da tabelle e nomogrammi ([7])

Ciò che cambia tra i metodi di stima è dato dalla lunghezza del periodo per il quale la stima può considerarsi valida. Il dato ottenuto con le formule viste sopra va considerato attendibile solo come dato medio sul periodo. Tutte queste formule non hanno un periodo di validità inferiore alla settimana, e quindi scarsamente idonee per calcolare dei bilanci idrici su scala giornaliera.

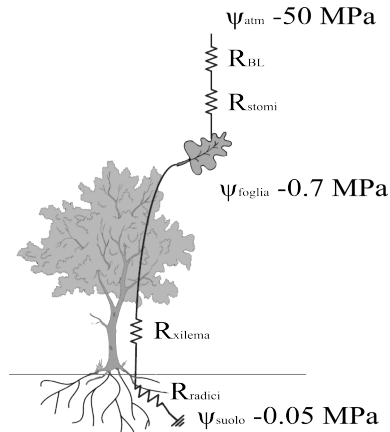
L'equazione di Penmann. Contemporanea all'espressione di Thornthwaite (1948) è un'espressione, anch'essa derivata per via empirica e molto diffusa, che si dimostrò anni dopo coincidere con l'espressione ottenuta da Monteith per il bilancio energetico del bulbo umido, e quindi corretta dal punto di vista della teoria fisica. L'espressione di Penman-Monteith (del 1965) evidenzia come l' ET_0 dipenda da 4 grandezze atmosferiche: la radiazione solare netta (R_n), umidità (e), temperatura (T) e ventosità (u_2 , vento a 2m di altezza). L'espressione nella versione originale era ancora troppo complessa per usi operativi per cui una commissione FAO ne ha prodotto una semplificazione. L'equazione Penman-Monteith-FAO è data dall'espressione:

$$ET_0 = \frac{0.408 \cdot \Delta(T) \cdot R_n + \gamma \cdot [900/T + 273] \cdot u_2 \cdot [e_s - e]}{\Delta + \gamma \cdot (1 + 0.34 \cdot u_2)}$$

Dei modelli visti esso è l'unico in grado di assicurare stime valide anche su brevi periodi (es. orario).

Nell'espressione di Penman-Monteith compare il deficit di pressione di vapore ($VPD=e_s - e$) definito nella sezione introduttiva sull'umidità, che sottolinea la rilevanza dell'umidità nel fenomeno traspirativo. Nella tabella sottostante sono riportati alcuni sintomi associati a valori anomali di VPD.

capi uno nel suolo ed uno nell'atmosfera. In ogni punto del sistema avviene una caduta di energia e quindi di potenziale, come illustrato nella figura.



4.1.8. Acqua disponibile. L'acqua è contenuta nel terreno in una matrice porosa in cui è trattenuta da forze quali la capillarità, la cui intensità è funzione della dimensione dei pori, e che la rendono limitatamente accessibile da parte delle radici. Ne consegue che l'acqua contenuta può essere distinta in classi di accessibilità la cui presenza determina lo stato di umidità del terreno:

- CIM - Capacità Idrica Massima, rappresenta lo stato di completa saturazione, in cui una parte d'acqua tende ad uscire spontaneamente dal terreno (es. drenaggio);
- CIC - Capacità Idrica di Campo (Field capacity, FC) è lo stato in cui si trova un terreno quando, dallo stato di iniziale saturazione, sia lasciato drenare liberamente per un certo tempo fino ad assumere un'umidità stabile nel tempo. In questo stato l'umidità è contenuta in pori così piccoli da non poter fuoriuscire dal terreno spontaneamente in quanto è trattenuta da forze rappresentate da tensioni o suzioni (pressioni negative) con valori compresi tra i 50cm e i 330cm.
- CA - Coefficiente d'avvizzimento (Permanent Wilting Point, PWP) è lo stato in cui si trova un suolo quando l'acqua è contenuta solo nei pori più piccoli, con una forza di ritenzione così elevata

da non poter essere più estratta dalle piante (pur dipendendo dalla specie, assume valori ci c.ca $1500kPa = 15bar$. Valori del Coefficiente d'Avvizzimento per diversi terreni e colture sono riportati nella tabella (da [23], valori in bar):

coltura	Sabbia grossolana	Sabbia fine	Sabbioso	LAS	AL
mais	1.07	3.1	6.5	9.9	15.5
sorgo	0.94	3.6	5.9	10.0	14.1
frumento	0.88	3.3	6.3	10.3	14.5
avena	1.07	3.5	5.9	11.1	14.8
pisello	1.02	3.3	6.9	12.4	16.6
pomodoro	1.11	3.3	6.9	11.7	15.3
riso	0.96	2.7	5.6	10.1	13.0

Con Acqua Disponibile (AD) si intende la frazione di umidità disponibile per la pianta e quindi la frazione compresa tra quella attuale e quella al CA . Il suo valore massimo, AD_{max} è ottenuto come differenza tra la Capacità Idrica di Campo ed il Coefficiente di Appassimento:

$$(4.1.4) \quad AD_{max} = CIC - CA.$$

CA è invece quello a cui le piante iniziano a mostrare effetti di stress idrico.

Con Acqua Disponibile Totale (ADT) o Riserva Utile (RU) si intende il valore cumulato dell' AD sull'intera profondità utile (radicale) ed è dato da un'altezza (mm):

$$(4.1.5) \quad ADT = \theta \cdot h = \rho_{aps} \cdot U \cdot h$$

Il valore massimo (ADT_{max} , RU_{max}) è quello che si verifica quando tutto il profilo del terreno si trova alla CIC .

Per ottenere il valore di ADT su un terreno caratterizzato da un profilo non omogeneo (strati con diversa composizione o densità) occorre ottenere i valori d'acqua disponibile nei diversi strati separatamente. Per ogni strato (di spessore h_i , mm) possiamo ottenere l'acqua disponibile totale:

per cui se il terreno è composto di diversi strati:

$$(4.1.6) \quad ADT = \sum \theta_i \cdot h_i = \sum \rho_{aps-i} \cdot U_i \cdot h_i$$

In tabella sono riportati valori di coefficiente di avvizzimento per alcune colture in diversi suoli.

4.1.9. Bilancio Idrico di una superficie vegetata. Attraverso il concetto di Acqua Disponibile Totale è possibile interpretare il terreno come un serbatoio al cui interno sia un certo livello d'acqua, livello al cui innalzamento contribuiscono le precipitazioni e le irrigazioni, e al cui abbassamento l'attingimento radicale. Il bilancio idrico può quindi essere espresso come:

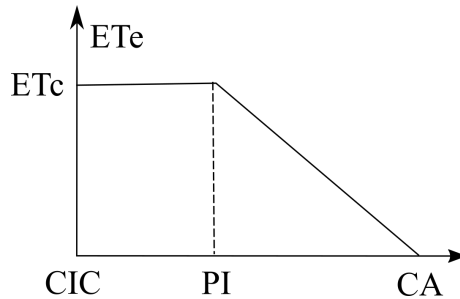
$$(4.1.7) \quad Prc + Irr - ET_{eff} = \delta ADT$$

dove δADT rappresenta la variazione di $RU(mm)$. L'espressione è stata volutamente semplificata, omettendo termini quali ruscellamento, drenaggio e risalita capillare, con un contributo spesso trascurabile.

4.1.10. Bilancio Idrico di una superficie in stress idrico. A causa di perdite d'acqua per evaporazione superficiale o per estrazione radicale, la RU del terreno diminuisce gradualmente, fino a che la poca acqua presente non è più estraibile dalla pianta (CA).

La pianta non risente immediatamente di valori di umidità inferiori alla CIC , ovvero di riduzioni della AD , ma ad un valore di umidità critico che è solitamente individuato empiricamente e che nella pratica irrigua prende il nome di soglia o punto di intervento irriguo (PI). Tale valore è utilizzato per individuare uno dei criteri più importanti della programmazione irrigua, il momento dell'intervento.

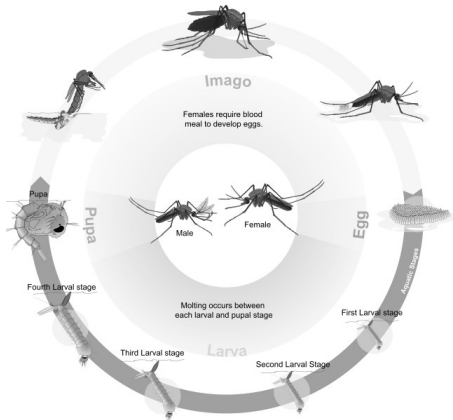
Nella figura sottostante è schematizzato l'andamento dell'ET all'abbassarsi del contenuto idrico in un suolo: dal punto di vista operativo si assume che la pianta non risenta della ridotta disponibilità idrica fino al punto di intervento (PI), per poi ridurre progressivamente l'ET reale fino a che l'umidità non raggiunge la CA , a cui l'ET si annulla.



4.2. Fenologia

La fenologia è la descrizione morfologica dell'aspetto di un individuo nell'arco della sua esistenza. Tale descrizione si basa in genere sull'identificazione di fasi fenologiche per le quali sono state utilizzate diverse scale, tipicamente basate su un indice progressivi.

A lato schema fasi di sviluppo della zanzara [24].



Recentemente si è diffusa per i vegetali la scala BBCH [15] che permette di dettagliare in modo diverso gruppi di colture.

4.2.1. La temperatura e la pianta. Ogni pianta ha una catena metabolica determinata da diverse combinazioni enzimatiche che fanno sì che essa risponda alla temperatura in modo diverso da tutte le altre. Per questo ogni sbalzo di temperatura può avere un effetto sul metabolismo, p.es. favorire il passaggio da una fase fenologica alla successiva (es. riproduttiva) o inibire anche in modo irreversibile processi in atto.

Ogni pianta ha una temperatura ottimale, temperature cardinali (minima e massima) che definiscono un intervallo all'esterno del quale il

metabolismo si arresta e temperature critiche, oltre le quali si possono avere danni irreversibili.

4.2.2. Tipologie di piante. Sono dette **microterme** le piante con temperatura cardinale minima bassa (es. per grano e grano, pisello intorno ai 5°C), temperatura ottimale compresa tra i 15 ed i 23°C; le fasi di maggiore crescita attiva si verificano durante il periodo più fresco della stagione vegetativa; durante l'estate possono entrare in dormienza e subire danni per il caldo eccessivo. Sono specie che per questo sono seminate in autunno o inizio inverno.

Sono dette invece **macroterme** le piante con temperatura cardinale minima (es. melone, canna da zucchero) intorno ai 15°C, temperatura ottimale fra i 27 ed i 35°C. A temperature critiche comprese tra 0° e 13°C, molte specie mettono in atto un meccanismo di sopravvivenza (dormienza) contraddistinto dalla perdita di clorofilla nei tessuti (ingiallimento); sono tipicamente specie a semina primaverile.

Le più importanti colture erbacee sono state infatti classificate in base alla temperatura minima di accrescimento, distinguendo il processo di assimilazione (T_{opt}) da quello di vegetazione (T_{min}) come da tabella:

gruppo	colture	Topt (°C)	Tmin (°C)
I	C3: frumento, orzo, patata,	15-20	> 5
II	C3: riso, soia,	25-30	>20
III	C4: canna da z.	25-30	= 20
IV	C4: mais, sorgo,		> 15

4.2.3. Somme termiche. Le temperature, oltre a determinare stress nella pianta quando sono estremamente basse o alte, segnano lo scorrere del tempo.

Candolle (1855) fu uno dei primi ad introdurre il concetto di fabbisogno calorico, concetto oggi utilizzato sia in ambito vegetale che entomologico. Tale concetto è oggi in gran parte basato sul concetto di somma termica ST la quale è calcolata a partire dalla temperatura media giornaliera osservata \bar{T}_a e da una temperatura basale della pianta T_o . La somma termica al giorno d di uno stadio fenologico che ha avuto inizio il giorno d_{ini} vale:

$$(4.2.1) \quad ST_d = \sum_{d_{ini}}^d (\bar{T}_a - T_o)$$

Nella somma non vanno inclusi i termini negativi. La somma termica alla quale si ha il completamento dello stadio analizzato (ST_{dur}) può essere utilizzabile per ottenere un'età fisiologica o un indice di maturazione:

$$(4.2.2) \quad \tau_d = \frac{\sum_{d_{ini}}^d (\bar{T}_d - T_{min})}{ST_{dur}}$$

Il completamento della fase si ottiene quando l'indice assume il valore unitario.

Alcune colture da seminativo, sia annuali (fr.duro) che biennali (b.bietola da zucchero, insalate, cavoli) per completare lo sviluppo della fase riproduttiva (stabilizzare la cinetica delle divisioni mitotiche) hanno necessità di un periodo di freddo detto vernalizzazione, rappresentabile anch'esso da una sommatoria di gradi giorno (gradi freddo), ottenuti facendo uso di temperature massime di 1-6 °C.

4.2.4. La durata del giorno. Oltre alle temperature, anche la durata giornaliera dell'illuminazione può in molte piante portare ad una produzione di ormoni in grado di determinare il passaggio di una pianta alla fase fenologica riproduttiva. In particolare prendono il nome di longidiurne e di brevidiurne le piante in cui, al sopraggiungere di giorni lunghi o corti, si innesca la fase riproduttiva, e quindi la fioritura, che in molti casi condiziona la produzione.

Nella tabella sotto sono riportate alcune colture di cui è nota la sensibilità alla lunghezza del giorno:

- Longidiurne: frumento, avena, erba medica, pisello, patata
- Neutrodiurne: mais, pomodoro
- Brevidiurne: riso, cavolfiore, crisantemo

In serricoltura l'oscuramento e l'illuminazione sono comunemente praticate per l'induzione a fiore.

4.2.5. Il Coefficiente Culturale. Come detto in precedenza, l'ET di una superficie vegetata generica differisce dall'ET di una superficie di riferimento, e ciò è principalmente causato dall'andamento stagionale.

Mentre la superficie di riferimento è rappresentata da un prato stabile perenne e mantenuto da sfalci ed irrigazioni costanti, una superficie generica può essere costituita da più specie, ciascuna con la sua evoluzione fenologica e relativa copertura vegetativa.

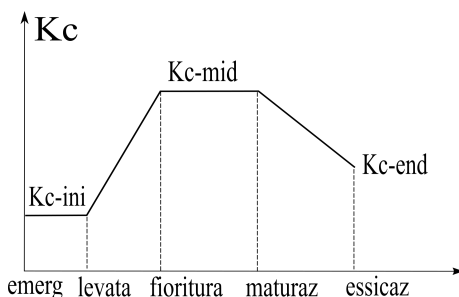


FIGURA 4.2.1. Schematizzazione del K_c in funzione dei principali stadi fenologici

Nel caso di una coltura tali differenze sono espresse da un coefficiente, il K_c , che assume un diverso valore durante la stagione.

Per una monocoltura, dal momento della semina alla maturazione, l'andamento del K_c è schematizzabile con la spezzata riportata in figura in cui il K_c è rappresentato attraverso un numero minimo di valori in corrispondenza delle fasi fenologiche fondamentali quali ad esempio:

- semina / emergenza / inizio accostamento
- inizio levata
- fioritura (antesi)
- maturazione
- senescenza

La scala temporale può essere definita tanto in giorni che come età fisiologica (somma termica).

4.3. Clima

La climatologia studia le condizioni dell'ambiente atmosferico che caratterizzano una certa zona geografica in funzione degli organismi viventi. I primi studi sono stati mossi dall'attitudine dell'uomo ad esplorare il suo territorio. Nella storia, l'uomo nelle sue peregrinazioni ed invasioni ha conosciuto zone geografiche con caratteristiche profondamente diverse da quelle di provenienza. Dalla necessità di adattamento sono nati studi analitici. In chiave prettamente biologica, la climatologia è profondamente connessa alla geo-botanica, la scienza che si occupa

delle relazioni tra piante spontanee e parametri climatici, il cui effetto è anche quello di determinare il substrato pedologico su cui si sviluppano le piante.

Vavilov (N.I., 1887-1943) è il ricercatore russo cui è attribuita l'identificato dei centri di origine (hot spot) dell'agricoltura moderna, zone del mondo dove, in base agli alti valori di biodiversità delle specie coltivate, si presume si sia affinata all'alba dell'umanità la capacità di selezionare e coltivare le specie che ancora oggi vengono usate per l'alimentazione umana.

4.3.1. I fattori del clima. La parola clima viene dal greco *clinamen* che vuol dire 'inclinazione', concetto che implicitamente indica che il fattore climatico più importante è l'inclinazione dei raggi solari in una certa regione geografica, ovvero la latitudine.

In realtà i fattori che possono influire sul clima possono essere molteplici e distinguibili in **fattori cosmici**, **fattori geo-topografici**, **fattori biotici** e **fattori antropici**.

Ciascuno di questi fattori fa capo alle grandezze atmosferiche e meteorologiche viste in precedenza delle quali la climatologia osserva l'andamento spaziale e temporale da una prospettiva geografica.

Nelle analisi climatiche si predilige al dettaglio e al numero delle grandezze, la disponibilità temporale (storica) e spaziale (geografico-territoriale) dei dati, anche se ancora gran parte delle descrizioni climatiche sono svolte su base termo-pluviometrica.

Dal punto di vista della elaborazione di questi dati, il clima rappresenta una sorta di 'media pluriennale' condizionata, filtrata e posta in relazione agli altri elementi, la cui influenza dipende in modo fondamentale dalla scala.

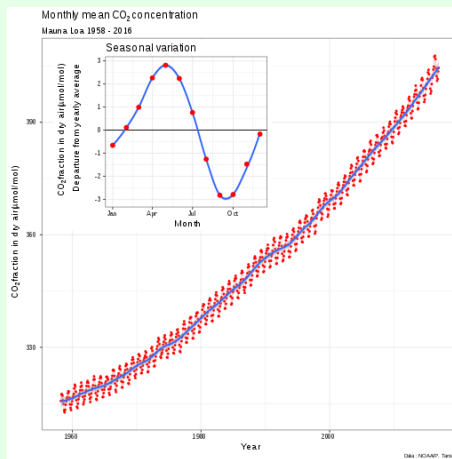
La climatologia si basa per questo sull'analisi delle grandezze meteorologiche di una determinata zona derivate da almeno 20 anni di osservazioni.

4.3.2. Le scale del clima. Fondamentale quando si parla di clima è comprendere a che scala spaziale lo si sta intendendo allo scopo di utilizzare le informazioni necessarie a caratterizzarlo, come riportato nella tabella che segue

	scala	esempio
Microclima	1 cm : 100 m	contenitore per alimenti serra
Clima locale	100 m : 10 km	PBL
Mesoclima	1 km : 200 km	bacino
Macroclima	200 km : 10.000 km	regione

4.3.3. Le dinamiche climatiche. Le dinamiche climatiche si distinguono da quelle atmosferiche in quanto mirate a comprendere l'evoluzione delle medie pluriennali di variabili ed indicatori o analizzare gli stessi sulla grande scala al fine di comprendere l'evoluzione del clima in una determinata regione o sulla Terra.

La curva di Keeling - Quando si parla di cambiamento climatico, il trend forse più famoso è dato dalla curva data da una serie di misure della concentrazione di CO_2 registrate a Mauna Loa (Hawaii) dall'equipe del Dr. Keeling nel 1958 e rappresentata in figura (da [6]), in cui si osserva il passaggio da valori iniziali di $315ppm$ ai $400ppm$ del 2014.



4.3.4. Parametri ed Indicatori climatici. Per definire le tipologie di clima ci si basa su variabili derivate. Tra esse non ci sono solo grandezze meteorologiche ma anche grandezze quali l'altitudine o la distanza del mare che si riferiscono alle prime in modo indiretto: sia la quota sul

livello del mare (SLM) che la presenza di bacini d'acqua incidono in modo complesso sul clima, ma sono solitamente dati poco disponibili per analisi su grande scala.

Gran parte di questi parametri derivano da osservazioni meteorologiche quali "Temperatura media pluriennale delle Temperature minime giornaliere di un certo mese" oppure il "numero medio dei giorni piovosi".

Le grandezze misurate possono essere usate per ottenere variabili derivate aventi la valenza di indicatori climatici, ovvero variabile indirizzate a dare una valutazione di un certo obiettivo, quali fornire indicazioni sulla disponibilità di risorse (clima radiativo), determinare la (possibile) presenza di una certa tipologia vegetazionale o le condizioni per la coltivazione di piante di interesse agronomico, l'idoneità alla vita dell'uomo, piuttosto che le condizioni associate ad un deterioramento ambientale (erosione, desertificazione)

4.3.5. Classificazioni e Carte. In climatologia l'informazione è rappresentata attraverso l'uso di due strumenti fondamentali, la **classificazione** e **rappresentazione cartografica**.

La classificazione presuppone l'individuazione di valori limite dell'indicatore a cui si verifica il mutamento di uno o più aspetti ritenuti fondamentali all'obiettivo preposto. Essa porta quindi ad una discretizzazione di significati associati ai valori assunti dall'indicatore.

La carta può invece essere una semplice rappresentazione, solitamente a falsi colori, del valore dell'indicatore, oppure può indicare i significati: in questo caso la carta riporterà fasce con contorni netti, la cui posizione sarà estremamente sensibile ai valori limite selezionati.

La spazializzazione - Molte carte sono ottenute dalla rappresentazione geografica di un indicatore tipicamente rappresentato con una corrispondenza a falsi colori con gradazioni continue o discrete (fasce) usate per classificare le diverse aree. Poiché le osservazioni sono tipicamente puntuali per distribuire i valori nello spazio si ricorre alla **spazializzazione** (es.Kriging) che a sua volta è basata sulla **geostatistica**.

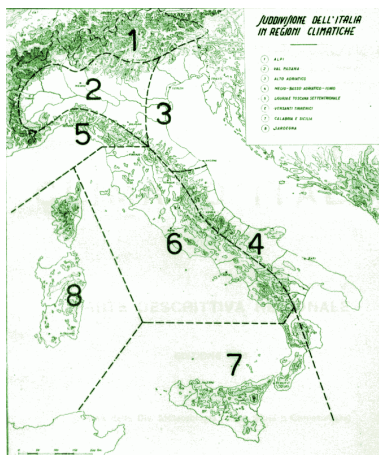
4.3.6. Climi parametrici. Con clima parametrico intendiamo una descrizione del clima attraverso le pure grandezze misurate. Le carte associate sono generate nell'ambito di programmi specifici, ma possono avere molteplici usi ed essere un punto di partenza per osservazioni a carattere descrittivo generali che possono essere il punto di partenza per ricavare informazioni derivate. Esempi ne sono l'eliofanìa ovvero il numero di ore di sole che in media si osservano nelle regioni Italiane, riportati in tabella

Regioni	intervalli di insolazione
Lombardia	5.0-5.4
Piemonte, Trentino, Friuli, Veneto, Emilia-Romagna, Marche, Umbria	5.5-5.9
Liguria, Toscana, Abruzzo, Molise, Campania e Basilicata	6.0-6.4
Lazio, Puglia, Calabria	6.5-6.9
Sicilia, Sardegna	7.0-7.4

Un'esempio è dato dalla carta della radiazione solare annua, sviluppata per la progettazione di sistemi di produzione di energia alternativa ad energia solare, riportata in figura (da [8], valori espressi in Kwh/mq).



4.3.7. Climatologia meteo. Anche se i modelli meteorologici stanno giorno dopo giorno incrementando il dettaglio territoriale delle previsioni, per alcune finalità è comoda una suddivisione del territorio in un 8 zone climatiche: 1.Alpi, 2.Valle padana, 3. Liguria e Toscana settentrionale, 4. versante tirrenico, 5. Adriatico settentrionale, 6. Adriatico centro-meridionale, 7. Calabria e Sicilia, 8.Sardegna.



4.3.8. Classificazioni Climatiche di uso generico. La gran parte delle classificazioni climatiche si basano su indici ombro-termici, ovvero piogge e temperature. In passato si è fatto per questo uso di indici basati anche su una sola delle due grandezze. Esempio ne è la classificazione di **De Cillis e Pantanelli** riportata in tabella.

denominazione	piovosità annua
desertico	< 250 mm
caldo-arido	<500
freddo-arido	<500 con aridità invernale
sub-umido	< 750
umido	> 750

E' dovuta senz'altro a Wladimir **Köppen** la classificazione più famosa, proposta per la prima volta nel 1918. Essa individua cinque grandi gruppi indicate con le lettere maiuscole dalla A alla E sulla base delle T

medie mensili (T_i) e delle medie pluriennali del mese più caldo (T_w) e di quello più freddo (T_c).

GRUPPO	significato
A	tropicale umido (megatermi) $T_i > 18^\circ\text{C}$
B	secco (arido e semiarido)
C	temperato medie lat. (mesotermi) $T_c > -3^\circ\text{C}$, $T_w > +10^\circ\text{C}$
D	continentale (microtermo) med.lat.
E	polare $T_w < +10^\circ\text{C}$

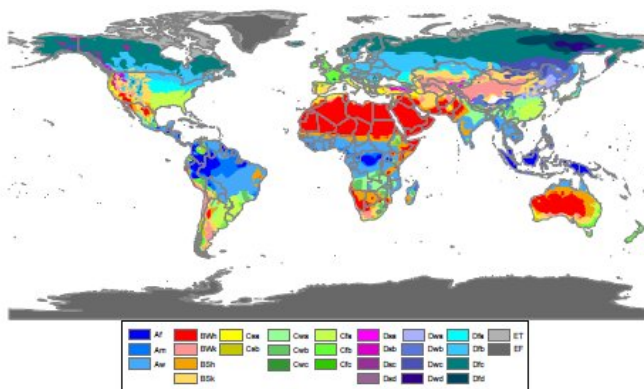
Il clima è dettagliato da 2 ulteriori lettere che definiscono i sotto-raggruppamenti:

gruppo	2 ^a lettera	significato
A	<i>m</i>	area monsonica
A,C,D	<i>f</i>	senza stagione asciutta (foresta pluviale se A)
A,C,D	<i>w</i>	inverno asciutto (savana se A)
C,D	<i>s</i>	estate asciutta (mediterraneo)
B	<i>W</i>	desertico
B	<i>S</i>	steppa (con estate asciutta)
E	<i>F</i>	costantemente gelato
E	<i>T</i>	tundra

Per identificare le zone climatiche alla scala regionale (es.Europa) è necessario aggiungere ulteriori distinzioni:

gruppo	3 ^a lettera	
C,D	a - con estate molto calda (C e D)	\bar{T} del mese più caldo $T_w > 22^\circ\text{C}$
C,D	b - con estate calda (C e D)	\bar{T} del mese più caldo $T_w < 22^\circ\text{C}$
C,D	c - con estate fresca e breve (C e D)	meno di 4 mesi al di sopra di 10°C
C,D	d - Con inverno molto freddo; C (solo D)	\bar{T} del mese più freddo $T_c < -38^\circ$
B	h - Caldo-asciutto	\bar{T} annua $> 18^\circ\text{C}$
B	k - Freddo-asciutto	\bar{T} annua $< 18^\circ\text{C}$

La classificazione Koppen è alla base di classificazioni più moderne ma rimane utilizzata in gran parte per descrizioni utili a dare viste d'insieme globali (vedi figura, da [19]).



4.3.9. Köppen-Pinna. I climi definiti da Köppen necessitano di essere dettagliati quando si vuole descrivere una regione specifica. Per l'Italia se n'è occupato Pinna, che utilizza la temperatura media annua (Tma), l'escursione termica (Tes), la temperatura del mese più freddo (Tc) ed il numero di mesi con temperatura media maggiore di 20° (n20). La classificazione riportata in tabella (da [21]):

denominazione	Tma (°C)	Tes (°C)	Tc (°C)	n20
subcontinentale	10 : 14.4	≥ 19	-1 : 3.9	1 : 2
subcontinentale caldo	10 : 14.4	≥ 19	-1 : 3.9	3
subcontinentale di transizione	10 : 14.4	16 : 19	-1 : 3.9	1 : 2
sublitoraneo	10 : 14.4	16 : 19	4 : 5.9	3

Le stagioni - Nelle classificazioni climatiche non compare in modo marcato un concetto per noi molto importante, quello di stagione, che può avere diversi significati. Stagioni primaverili e autunnali rappresentano alle medie latitudini periodi di transizione tra le due stagioni estreme, quella stagione invernale, contraddistinta dalle basse temperature e quella estiva. In queste due stagioni si contraddistinguono in larga misura per l'effetto che determinano sulla vegetazione, l'autunno con la defogliazione delle piante decidue e la primavera con la ripresa dell'attività vegetativa.

Nell'area tropicale e subtropicale, in base ad una continuità o assenza di eventi piovosi si possono distinguere una stagione delle piogge

(monsonica) ed una stagione secca.

4.3.10. Indici ombrotermici. Temperatura e piovosità intervengono un insieme di indici, costituiti in gran parte da rapporti o differenze tra grandezze associate alle due variabili.

Sotto sono riportati alcuni indici di uso generico basati sul **rapporto**.

Lang - La classificazione climatica di Lang è forse la più semplice, infatti si basa sul rapporto fra il valore delle precipitazione annua (P , mm) e quello della temperatura media annua (T , $^{\circ}C$).

$$(4.3.1) \quad R = P/T$$

Sull'indicatore R (pluviofattore) è basata la classificazione riportata nella tabella seguente:

Clima	R
Umido	>160
Temperato umido	160-100
Temperato caldo	100-60
Semiarido	60-40
Steppico	<40

De Martonne nel 1923 sviluppo un indice di aridità I_a molto simile a quello di Lang, in cui si evidenzia la temperatura critica di $10^{\circ}C$:

$$(4.3.2) \quad I_a = P/(T + 10)$$

Su di esso è basata la classificazione seguente:

Clima	Ia
Perumido	>160
Umido	60-30
Subumido	30-20
Semiarido (mediterraneo)	20-15
Arido	15-5
Arido estremo (desertico)	5-0

Clima	I
Umido	> 0.65
Subumido-secco	0.65:0.50
Semiarido	0.50:0.20
Arido	0.20:0.05
Iperarido	< 0.05

Emberger nel 1930 proponeva il quoziente pluviometrico Q che fa uso della T massima del mese più caldo ($M_w, ^\circ C$) e di quella minima del mese più freddo ($m_c, ^\circ C$):

$$(4.3.3) \quad Q = 100P / (M_w - m_c)$$

Su questo indice si basa la classificazione riportata in tabella:

Clima	Q
Umido	> 90
Subumido	90-50
Semiarido	50-30
Arido	<30

L'UNEP ha sviluppato in passato un Indice di Aridità che fa uso, in sostituzione della Temperatura, della ET_p :

$$(4.3.4) \quad I = \frac{P}{ET_p}$$

Su di esso si basa la classificazione a 6 livelli seguente:

4.3.11. Indici Agro-Climatici. Le colture agrarie sono come visto in precedenza sensibili principalmente a due fattori: temperatura e disponibilità idrica, la cui combinazione è interpretata in climatologia da due concetti, aridità e siccità.

L'**aridità** è una caratteristica climatica determinata dalla contemporanea scarsità di piogge (200-400 mm) e forte evaporazione. Circa il 47% della superficie del pianeta, ovvero 6 miliardi di ettari, è caratterizzato da terre aride o semi aride (UNEP 1997). Per caratterizzarle si fa allora uso di indici di aridità o xerotermici in quando sono definiti in base alla scarsità d'acqua ($\xi\eta\rho\acute{o}\varsigma$) $x\acute{\epsilon}ros$ = secco).

La **siccità**, invece è una condizione di bassa disponibilità idrica in un particolare periodo; essa può caratterizzare una certa stagione come anche essere un fenomeno sporadico: in entrambi i casi non riguarda aree aride.

Anche in questi indici ci si basa su Temperatura e Piovosità per derivare gli indici, ma in questo caso basati sulla **differenza** tra i due termini (differenza in cui è facile riconoscere una stima del bilancio idrico e in cui il termine con la temperatura tende ad approssimare il termine evaporativo). Eccone alcuni esempi.

Crowther - Si tratta di un indice che si basa su una differenza:

$$(4.3.5) \quad IC = P - 3.3 \cdot T$$

dove la temperatura T è data in °C e la precipitazione P è in cm.

Thorntwaite - L'Indice Globale di Umidità Im si basa su un utilizzo esplicito dell' ETp :

$$(4.3.6) \quad Im = \frac{P - ETp}{Etp} 100$$

dove P ed ETp sono i valori annui (mm); su di esso si basa la classificazione seguente:

Clima	Im
Ipermido	> 100
Umido	100:20
Subumido-umido	20:50
Asciutto-subumido	0: -33
Semiarido	-33:-67
Arido	-67:-100

Tale indicatore oltre a prestarsi alla valenza di indice (è sempre compreso tra -100 e 100, mette in evidenza lo sbilanciamento tra piogge ed evaporato.

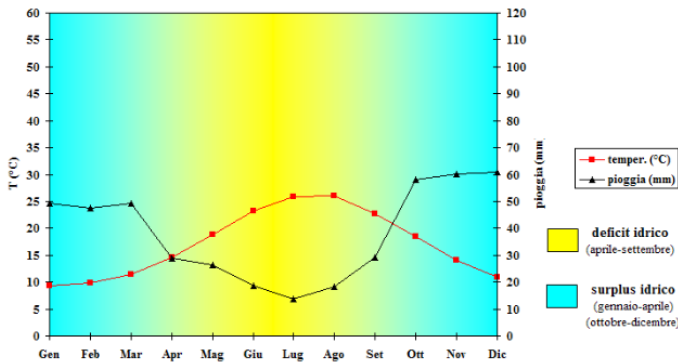
Bagnouls e Gaussen - L'indicatore si basa su dati medi di temperatura (°C) e piovosità (mm) mensili:

$$(4.3.7) \quad BGI = \sum_i (2 \cdot T_i - P_i) \cdot K_i$$

(fattore K_i è funzione della frequenza con cui le differenze risultano positive). Su di esso si basa la classificazione a 6 livelli seguente:

Clima	BGI
Umido	< 50
	50:75
	75:100
	100:125
	125:150
Arido	> 150

Alla sua notevole semplicità interpretativa (l'acqua persa è calcolata come doppio della temperatura media) è dovuta la particolare diffusione del diagramma omonimo, utilizzato allo scopo di identificare il periodo di siccità. Si può osservare come nel diagramma della figura sotto riportata precipitazioni e temperature sono riportate su scale diverse in cui i valori delle temperature (in °C) sono posti in corrispondenza di valori delle piogge (in mm).



Indice di siccità - Si tratta di un indice in cui si considera direttamente la perdita d'acqua di una superficie (coltura) attraverso il confronto diretto della evapotraspirazione effettiva ET_{eff} e quella ottimale ET_{max} e tipicamente è calcolato per la stagione di accrescimento:

$$(4.3.8) \quad DT = \sum_i (ET_{max} - ET_{eff})$$

Zona	Sottozona	<i>T</i>	<i>T_f</i>	<i>T_m</i>
LAURETUM	Lc - warm	12 - 17	> 3	> - 9
	Lm - mean	14 - 18	> 5	> - 7
	Lf - cold	15 - 23	> 7	> - 4
CASTANETUM	Cc - warm	10 - 15	> - 1	> - 15
	Cf - cold	10 - 15	> 0	> - 12
FAGETUM	Fc - warm	6 - 12	> - 4	> - 25
	Ff - cold	7 - 12	> - 2	> - 20
PICETUM	Pc - warm	3 - 6	> - 3	> - 30
	Pf - cold	3 - 6	> - 3	> - 30
ALPINETUM	Cc - warm	2		> - 40

4.3.12. Classificazioni fito-climatiche. In questo genere di classificazioni, la descrizione del clima è centrata sul genere di associazione floristica / fitocenosi e sulla caratterizzazione del bioma presente.

Pavari. La zonazione fito-climatica del Pavari (Aldo, 1888-1960) fa uso di 3 parametri climatici:

- *T*: temperatura media annua [°C]
- *T_f*: temperatura media del mese più freddo [°C]
- *T_m*: temperatura media delle minime assolute annue [°C]

La classificazione è quella riportata in tabella

Nella figura sotto è riportata la carta dell'Italia che ne riporta la suddivisione fito-climatica di Pavari.

La fitogeografia - Il padre della fitogeografia può essere considerato lo stesso Humboldt (Friedrich Wilhelm Heinrich Alexander von, 1769 - 1859) il padre fondatore dell'Università nella sua moderna accezione (Humboldt University di Berlino).

La disciplina, affine alla geobotanica, ha come obiettivo la descrizione e l'interpretazione delle distribuzioni delle popolazioni e dei taxa (dei vegetali) nello spazio e nel tempo.

4.4. Esercizi

Quesito - Come si misura l'accrescimento di una coltura ?

Esercizio - Dati i valori di biomassa secca (ps) riportati in tabella, calcolare il tasso di crescita colturale e il tasso di crescita relativa nei due periodi identificati dai giorni dalla semina (gg). Ricalcolare le due colonne a destra

gg	ps (g/m ²)	CGR	RGR
100	200	-	-
120	300	$(300 - 200)/20 = 5$	$(\ln 300 - \ln 200)/20 = 0.02$
140	640	$(650 - 300)/20 = 17$	$(\ln 650 - \ln 300)/20 = 0.038$

Quesito - Cos'è e quanto vale il Calore Latente di Evaporazione ?

Esercizio - Quanti mm d'acqua può far evaporare in un giorno una radiazione con una intensità media su base giornaliera di $200\text{W}/\text{m}^2$?

Soluzione - Occorre in primo luogo effettuare un cambio di unità di misura:

$$I = 200\text{ W}/\text{m}^2 = 200\text{ J}/\text{s} \cdot 86400\text{ s}/\text{d} \simeq 1.7 \cdot 10^7\text{ J}/\text{m}^2\text{d}$$

Quindi occorre ipotizzare di trasformare tutta l'energia disponibile in calore latente di evaporazione dell'acqua (dall'esercizio precedente $\lambda = 540\text{ kcal}/\text{kg} = 2250\text{ kJ}/\text{kg}$)

Il tasso di massa d'acqua evaporata sarà quindi:

$$M_w = 1.7 \cdot 10^7 [\text{J}/\text{m}^2\text{d}] / 2.25 \cdot 10^6 [\text{J}/\text{kg}] = 7.56 [\text{kg}/\text{m}^2\text{d}]$$

A questo punto non rimane che notare che per l'acqua $1\text{kg} = 1\text{L}$ e che $1\text{L}/\text{m}^2 = 1\text{mm}$, per cui si ottiene:

$$h_w = 7.56 [\text{mm}/\text{d}]$$

Esercizio - supponiamo di avere un terreno con una densità apparente di $1.3\text{ g}/\text{cm}^3$, con umidità del 15% nei primi 20 cm e del 25% nel rimanente profilo, ed aventi $\text{CIC} = 30\%$ e $\text{CA} = 10\%$. Calcolare l'Acqua Disponibile Totale Effettiva e quella massima.

Soluzione

$$\text{ADT} = 1.3 \cdot (0.15 - 0.10) \cdot 200 + 1.3 \cdot (0.25 - 0.10) \cdot 800 = 169\text{ mm};$$

$$\text{ADT}_{\text{max}} = 1.3 \cdot (0.3 - 0.10) \cdot 1000 = 260\text{ mm}.$$

Quesito - Che criteri useresti per irrigare una coltura ?

Esercizio - Calcolare la Riserva Utile (RU) per uno strato di suolo di 50 cm caratterizzato da $\theta_{CIC} = 30$, in cui è presente una coltura per cui $\theta_{PA} = 10$. Ricalcolare nello schema sottostante i valori di RU e contenuto idrico del terreno a partire dallo stato iniziale del terreno, $\theta = 20$ ed i valori dati di precipitazioni ed ET_c dati ad intervalli di 3gg .

data	$P(\text{mm})$	$ET_c(\text{mm})$	$RU(\text{mm})$	$\theta\%$
1 giugno			$\frac{(20-10)}{100} \cdot 500 = 50$	20
4 giugno	-	15	$50 - 15 = 35$	$35/500 + 0.1 = 17$
7 giugno	5	8	$35 + 5 - 8 = 32$	$32/500 + 0.1 = 16$
10 giugno	-	12	$32 - 12 = 20$	$20/500 + 0.1 = 14$
13 giugno	-	15	$20 - 15 = 5$	$5/500 + 0.1 = 11$
16 giugno	22	10	$5 + 22 - 10 = 17$	$17/500 + 0.1 = 13$
19 giugno	-	12	$17 - 12 = 5$	$5/500 + 0.1 = 11$

Esercizio - Fino a che profondità viene bagnato in seguito ad una irrigazione di 40mm un terreno con $\rho_{aps} = 1.2\text{g/cm}^3$ e $U_{CIC} = 28$ connotato dai seguenti strati:

- (1) spessore 10cm , $U_1 = 15$
- (2) spessore 15cm , $U_2 = 18$
- (3) spessore 20cm , $U_3 = 22$

Risposta - In primo luogo convertiamo tutti i valori in umidità volumica:

$$\theta_{CIC} = 0.28 \cdot 1.2 = 0.336$$

$$\theta_1 = 0.15 \cdot 1.2 = 0.180$$

$$\theta_2 = 0.18 \cdot 1.2 = 0.216$$

$$\theta_3 = 0.22 \cdot 1.2 = 0.264$$

quindi otteniamo la quantità d'acqua necessaria a portare gli strati alla CIC in successione:

$$h_1 = (0.336 - 0.180) \cdot 100\text{mm} = 15.6\text{mm}$$

$$h_2 = (0.336 - 0.216) \cdot 150\text{mm} = 18.0\text{mm}$$

$$h_3 = (0.336 - 0.264) \cdot 200\text{mm} = 14.4\text{mm}$$

Ne consegue che i 40mm apportati al terreno porteranno il primo strato alla CIC mentre $40-15.6=24.6\text{mm}$ finiranno al secondo strato, portando anche questo alla CIC e rilasciandone $24.6-18=6.6$ al terzo che non sarà invece portato alla CIC ma all'umidità:

$$\theta_{3-end} = 0.264 + 6.6/200 = 0.297$$

Quesito - Cosa si intende per somma termica ?

Esercizio - Data una coltivazione di FRUMENTO, con temperatura di soglia T_s pari a 0°C , data di semina 10 ottobre, data di raccolta 25 giugno, e sapendo che si tratta di un anno bisestile, ricalcolare, a partire dalle temperature medie mensili, la somma dei gradi giorno necessaria per il raggiungimento della fase FIORITURA (avvenuta il 20 maggio).

mese	T-media	SOMMA-mensile	TOTALE
ott	10.1	$10.1 \cdot 20 = 202$	202
nov	7.9	$7.9 \cdot 30 = 237$	439
dic	2.1	$2.1 \cdot 31 = 65.1$	504.1
gen	1.1	$1.1 \cdot 31 = 34.1$	538.2
feb	2.3	$2.3 \cdot 28 = 64.4$	602.6
mar	4.5	$4.5 \cdot 31 = 139.5$	742.1
apr	7.9	$7.9 \cdot 30 = 237$	979.1
mag	11.2	$11.2 \cdot 20 = 224$	1203.1

Esercizio - A partire dai dati della tabella calcolare il K_c della coltura a 40 e 80 giorni dalla semina. (Si raccomanda di fare il grafico dell'andamento del K_c)

fase	semina	levata	fioritura	maturazione	finale
durata		30	30	40	20
K_c	0.3	0.3	1.05	1.05	0.8

Soluzione - I valori si ottengono per interpolazione; il primo corrisponde a 10 gg dopo l'inizio levata, per cui: $K_c(40) = 0.3 + (1.05 - 0.30)/30 \cdot 10 = 0.55$

Nel secondo caso siamo invece 20gg dopo la fioritura quindi nella zona in cui il grafico è dato da un valore costante per cui: $K_c(80) = 1.05$.

Esercizio - Cos'è il diagramma di Bagnouls e Gausсен? Se per un certo luogo vale l'andamento termo-pluviometrico della tabella sottostante, costruire il diagramma di Bagnouls-Gausсен e discutiamolo.

mese	T-media (°C)	Prec (mm)	mese	T-media (°C)	Prec (mm)
gen	2	30	lug	23	20
feb	4	45	ago	24	30
mar	8	60	set	19	60
apr	12	75	ott	15	75
mag	17	65	nov	10	90
giu	21	40	dic	4	60

Bibliografia

- [1] Acdx, 2009. CIE_1934. CC BY-SA 4.0-3.0-2.5-2.0-1.0, via Wikimedia Commons.
URL https://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/8/8f/CIE_1931_XYZ_Color_Matching_Functions.svg
- [2] AJC1, 2016. Stomata. CC BY-SA 2.0, by Flickr.
URL <https://www.flickr.com/photos/ajc1/8642458098>
- [3] Bernacca, E., 1971. Che tempo farà. Mondadori.
- [4] CIE, 1931. Commission internationale de l'Eclairage proceedings. Cambridge University Press., Cambridge.
- [5] de Bruyn, V., Coton, 2015. No Title. CC BY-SA 3.0 or GFDL, via Wikimedia Commons.
URL https://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/5/57/Cloud_types_en.svg
- [6] Delorme, 2017. CO2 at MaunaLoa. CC BY-SA 4.0, via Wikimedia Commons.
URL https://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/c/c5/Mauna_Loa_CO2_monthly_mean_concentration.svg
- [7] Doorembos, J., Pruitt, W., 1977. Guidelines for Predicting Crop Water Requirements. FAO.
URL <http://www.fao.org/3/a-f2430e.pdf>
- [8] GeoModelSolar, 2011. Solar Map. CC BY-SA 3.0, via Wikimedia Commons.
URL <https://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/d/db/SolarGIS-Solar-map-Italy-it.png>
- [9] Goldsmith, T., 2006. Come vedono gli uccelli. *Le Scienze* (460), 76–83.
- [10] Jan-Joost Verhoef, 2009. lightning. CC BY 2.0.
URL <https://www.flickr.com/photos/jjverhoef/3567635422/>

- [11] Jan-Joost Verhoef, Acdx, 2009. CIE_1934.
URL https://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/8/8f/CIE_1931_XYZ_Color_Matching_Functions.svg
- [12] Kirk39, 2016. Solar spectrum at ground. CC BY-SA 4.0, via Wikimedia Commons.
URL https://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/b/bc/Solar_spectrum_it.svg
- [13] Kratochvil, V., 2016. Hoar frost. public domain, by www.publicdoaminpicture.net.
- [14] Libbrecht, K. G., 2016. Snowcrystals.
URL <http://snowcrystals.com/>
- [15] Meier, U., 2001. Growth stages of mono-and dicotyledonous plants. Federal Biological Research Centre for Agriculture and Forestry.
URL <https://www.politicheagricole.it/flex/AppData/WebLive/Agrometeo/MIEPFY800/BBCHengl2001.pdf>
- [16] NASA, 2006. Ozone hole. Public domain, via Wikimedia Commons.
URL https://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/e/ea/NASA_and_NOAA_Announce_Ozone_Hole_is_a_Double_Record_Breaker.png
- [17] Nmoas, 2010. Hair hygrometer. public domain, by wikipedia.
URL https://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/d/dd/HairHygrometer_it2.PNG
- [18] Olgyay, V., 2015. Design with Climate. Princeton.
- [19] Peel, M. C., Finlayson, B. L., McMahon, T. A., Zifan, A., 2016. No Title. CC BY-SA 4.0, via Wikimedia Commons.
URL [https://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/6/60/World_Koppen_Classification_\(with_authors\).svg](https://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/6/60/World_Koppen_Classification_(with_authors).svg)
- [20] Pierre_cb, 2015. Dday weather. Public domain, via Wikimedia Commons.
URL <https://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/d/db/Ddayweather.jpg>
- [21] Pinna, M., 1978. L'atmosfera e il clima. UTET, Torino.
- [22] Sch, 2006. EffectiveTemperature. GFDL or CC-BY-SA-3.0, via Wikimedia Commons.
URL https://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/0/0d/EffectiveTemperature_300dpi_e.png
- [23] Tombesi, L., 1977. Elementi di Scienza del Suolo e di Biologia Vegetale. Edagricole.

- [24] Villarreal, M. R., 2010. Mosquito. Public domain, via Wikimedia Commons.
URL https://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/2/20/Culex_mosquito_life_cycle_en.svg
- [25] Vinattieri, M., 2011. Cloudiness map. CC BY-SA 3.0, via Wikimedia Commons.
URL https://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/5/51/AM_nuvolosità_media_annua.PNG
- [26] Vitali, G., 2016. Introduzione alla Fisica del Terreno. Asterisco, Bologna.
URL <http://amsacta.unibo.it/5405/>
- [27] Whitmarsh, J., Govindjee, 2009. PAR action spectrum. CC BY-SA 2.0, via Wikimedia Commons.
URL https://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/7/72/Par_action_spectrum.gif
- [28] Zaras, D., 2007. Tornado. Public domain, via Wikimedia Commons.
URL <https://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/1/1a/Dszpics1.jpg>