

APPUNTI DI METEOROLOGIA

**Divagazioni (forse) piacevoli
su un tema certamente interessante**

METEOROLOGIA (1): *Composizione chimica dell' aria secca*

METEOROLOGIA (2): *Scambi di calore nell' atmosfera*

METEOROLOGIA (3): *Temperatura e Pressione nell' Atmosfera*

METEOROLOGIA (4): *Umidità*

METEOROLOGIA (5): *Il vento: descrizione, origine, variazioni*

METEOROLOGIA (6): *La classificazione delle nubi*

METEOROLOGIA (7): *Stabilità verticale dell' atmosfera*

METEOROLOGIA (8): *Visibilità*

METEOROLOGIA (9): *Masse d' aria e fronti*

METEOROLOGIA (10): *Circolazione generale dell' atmosfera*

METEOROLOGIA (1)

Composizione chimica dell' aria secca

La composizione media dell' atmosfera - escluso il vapore acqueo - è riportata nella tabella seguente:

Gas componenti	% in volume	Massa molecolare
Azoto (N₂)	78.084	28.013
Ossigeno (O₂)	20.946	31.999
Argon (A)	0.934	39.948
Anidride Carbonica (CO₂)	0.033	44.010
Neon (Ne)	0.00182	20.183
Elio (He)	0.00052	4.003
Altri	0.0066	-----

La composizione dell' atmosfera risulta essere praticamente omogenea fino ad una quota di circa 80 km, con le seguenti eccezioni:

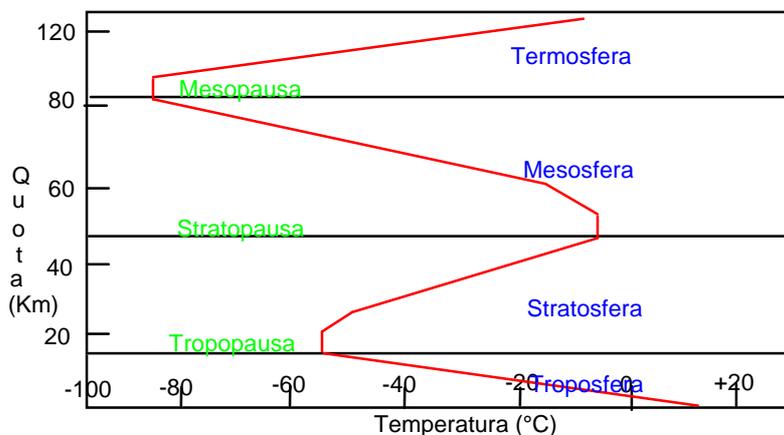
- l' **ozono (O₃)**: la cui concentrazione varia con la quota, la latitudine e l' ora della giornata. La sua presenza nell' alta atmosfera è dovuta alla radiazione UV del Sole; una volta formatasi, la molecola tende a scendere di quota ed a stabilirsi nella bassa stratosfera (quota da 15 a 25 km). Questa presenza di ozono è essenziale per la vita sulla Terra, in quanto rappresenta uno scudo ai raggi UV del Sole, letali per l' uomo e le altre forme di vita.
- il **vapore acqueo (H₂O)**: la sua presenza varia con la località e nel tempo. Nelle aree costiere tropicali il vapore acqueo può raggiungere la concentrazione del 3% della massa dell' aria secca. In altre zone, invece, è addirittura difficile rivelarne la presenza. In media, la concentrazione di vapore acqueo diminuisce con l' altezza. Esistono tuttavia situazioni in cui una tale distribuzione risulta invertita.

Al di sopra degli 80 km, i gas dell' atmosfera tendono a separarsi per effetto della gravità. Per effetto dei raggi UV certe molecole tendono addirittura a scindersi negli atomi componenti. Si trovano così atomi liberi di **ossigeno (O)**, ad una quota di 130 km circa i $\frac{2}{3}$ dell' ossigeno esistente è dissociato in atomi.

Salendo ancora in quota, si trova dapprima **azoto (N)** e, negli strati più esterni, **idrogeno (H)**.

Le radiazioni UV generano infine degli strati ionizzati, e, salendo ancora, ... l' atmosfera terrestre finisce piano piano con il confondersi con il gas interplanetario.

Struttura verticale dell' atmosfera



Troposfera: è lo strato inferiore dell' atmosfera, di spessore variabile fra gli 8 Km (poli) ed i 16 Km (equatore). In essa troviamo tutti i fenomeni meteorologici significativi. E' caratterizzata dal fatto che in essa la temperatura diminuisce con la quota (dell' ordine di 0.6 °C per un innalzamento di 100 m). Non mancano tuttavia distribuzioni particolari ma limitate, nelle quali la temperatura tende ad aumentare con la quota (inversioni termiche).

Tropopausa: è il confine superiore della troposfera; in essa la temperatura cessa di scendere, e diventa costante con la quota. Inoltre, tutti i moti verticali dell' atmosfera trovano il loro tetto naturale proprio sulla tropopausa. Altrettanto può dirsi per le nubi. Si trova ad altezze variabili con la latitudine (definisce infatti lo spessore della troposfera), e soprattutto non è continua. Data la quota decisamente superiore raggiunta dalla tropopausa all' equatore rispetto a quella raggiunta ai poli, la temperatura osservata è decisamente inferiore all' equatore rispetto alla temperatura registrata ai poli. Poiché i gas costituenti l' atmosfera hanno la capacità di essere compressi, deriva che la gran parte della massa dei gas che costituiscono l' atmosfera è compresa nello strato che va dal suolo alla tropopausa.

Stratosfera: è lo strato a temperatura dapprima costante e poi crescente che si trova sopra la tropopausa. La stratosfera va dalla tropopausa fino a quote dell' ordine dei 50 ÷ 55 Km, dove le temperature sono prossime a quelle della superficie terrestre. Ciò è dovuto al fatto che a questi livelli la radiazione UV del Sole viene assorbita dallo strato di ozono, e trasformata in calore. Poiché i gas tendono a diventare "più leggeri" sia quando la loro temperatura sale, sia quando la pressione scende, deriva che la stratosfera è in una condizione di equilibrio molto stabile: i gas più leggeri stanno in alto, quelli più pesanti in basso. I moti convettivi sono quindi ridotti al minimo, ed è per questa ragione che l' inquinamento indotto dagli aerei in alta quota è pericoloso: gli inquinanti scaricati durante il volo si concentrano in zona, senza venir diluiti per moti

convettivi, come invece accade nella troposfera. Di norma, la stratosfera è priva di nubi, ma, a latitudini elevate ed a quote $20 \div 30$ Km, troviamo a volte delle nubi “madreperlacee”, così dette dal colore con cui appaiono in cielo, dovuto ai giochi di luce sui cristalli di ghiaccio di cui sono formate. La stratosfera termina con la **stratopausa**, strato in cui la temperatura cessa di salire per rimanere costante e cominciare a scendere.

Mesosfera: in questo strato la temperatura diminuisce con la quota, e raggiunge i -95°C ad una quota dell'ordine di 80 Km. Questo livello rappresenta il “tetto” della mesosfera, e lo strato di confine prende il nome di **mesopausa**. E' questo il confine superiore di quella che può essere riguardata come la **omosfera**, cioè l'atmosfera omogenea, cioè la parte di atmosfera dalla composizione chimica omogenea (nei suoi componenti fondamentali). E' qui che occasionalmente si osservano - sempre in alte latitudini - le cosiddette **nubi nottilucenti**, nubi che si pensano formate da particelle di polvere ricoperte da cristalli di ghiaccio, ed illuminate dal Sole anche da sotto l'orizzonte, dai 5 ai 13° di altezza negativa, e per questo visibili “la notte”.

Termosfera: in questo strato la temperatura cresce con la quota; quando il Sole è quieto, si osserva questa crescita fino a quote di 400 Km, quando è in attività, il livello di crescita raggiunge e supera i 500 Km. La composizione dell'atmosfera cambia radicalmente nella termosfera: a causa della radiazione UV e X, le molecole dei vari gas si separano, dando luogo ai componenti atomici. Si osserva anche una ridotta tendenza a mescolarsi dei vari componenti, per cui si assiste ad una stratificazione in funzione del peso. I processi di ionizzazione sono molto importanti e molto più stabili della mesosfera (dove la ionizzazione è prevalentemente diurna). Le regioni della mesosfera e della termosfera coinvolte nel processo di ionizzazione formano quella che prende il nome di **ionosfera**.

Esosfera: a quote dell'ordine di 500 o 600 Km, le densità dei gas atmosferici sono tanto tenui da rendere le collisioni atomiche molto improbabili; il “cammino libero medio” è talmente elevato che gli atomi possono accelerare liberamente, fino a raggiungere e superare la velocità di fuga dalla Terra. E' lo strato che disperde nello spazio cosmico parti della nostra atmosfera, e che, diminuendo la propria densità in modo progressivo, alla fine “diventa” gas interplanetario. Non serve insistere sul fatto che il comportamento delle particelle neutre è condizionato solo dalla gravità, mentre quello delle particelle ionizzate è condizionato anche dal campo magnetico terrestre.

METEOROLOGIA (2)

Scambi di calore nell' atmosfera

Le condizioni ambientali terrestri rappresentano essenzialmente l' equilibrio fra

- l' energia che la Terra riceve dal Sole
- l' energia che la Terra re-irradia nello spazio in quanto corpo dotato di una certa temperatura.

Cerchiamo di analizzare un po' più da vicino questi due componenti, se non altro per il fatto che proprio dal loro equilibrio è derivato l' ambiente "Terra", favorevole allo sviluppo della vita come noi la conosciamo.

Prima di entrare nel merito, ricordiamo che un pezzo di ferro, fatto riscaldare, dapprima non mostra (apparentemente) particolari cambiamenti, ma, man mano che la temperatura cresce, il ferro diventa dapprima rosso cupo, per poi diventare rosso brillante ed infine bianco. Proseguendo, cambia addirittura stato, e da solido diventa liquido, ma non è questo che ci interessa.

Ci interessa invece il fatto che, al crescere della temperatura, il ferro emette energia, in quantità tanto maggiore quanto più alta è la temperatura (l' energia emessa cresce con la 4^a potenza della temperatura!), ed inoltre la luce "vira" dal rosso cupo al bianco brillante (in termini di onde e.m., la lunghezza d' onda emessa diventa sempre più breve, o, in modo equivalente, la frequenza diventa sempre maggiore). Anche quando la temperatura del ferro è troppo bassa perché si "vedano" dei fenomeni, qualche cosa accade, ma tutto avviene nel campo delle radiazioni invisibili (raggi infrarossi). Quanto detto può quindi essere considerato come un fatto generale, da utilizzare sempre, e quindi anche nello studio dell' equilibrio energetico Sole-Terra.

Cosa sappiamo del Sole? Il Sole è una stella, la cui temperatura superficiale si aggira sull' ordine dei 6000 ° K: dal punto di vista energetico, il Sole emette - di conseguenza - "una grande quantità di energia" (<quanto grande> può essere valutato solo ricorrendo alle leggi generali della Fisica!), distribuita essenzialmente nel "campo del visibile" (il massimo di sensibilità dell' occhio umano è localizzato - chissà perché? - attorno al colore giallo-verde, corrispondente al colore di massima efficienza emissiva del Sole).

Della Terra, invece, sappiamo che ha una temperatura media di circa 15 ° C, per cui non solo emette "di meno", ma la radiazione emessa risulta spostata rispetto a quella del Sole verso le lunghezze d' onda più lunghe; ci si trova infatti nel campo dell' infrarosso.

Quali sono le conseguenze di questo fatto? Cerchiamo di capirlo in modo almeno qualitativo.

Non tutta la radiazione inviata dal Sole arriva fino al suolo. Una parte della radiazione viene riflessa infatti verso gli spazi siderali dall'atmosfera, dalla superficie superiore delle nubi, dalle distese di neve e dagli oceani. Si parla allora di *albedo*, rapporto fra energia riflessa ed energia totale disponibile. Questa parte di energia non entra evidentemente nel bilancio energetico terrestre.

Un'altra parte viene assorbita nei processi di evaporazione (acqua che si trasforma in vapore) e di riscaldamento delle acque.

Sono questi i processi più efficaci di trasporto dell'energia da un punto all'altro della Terra.

Si tenga presente che l'evaporazione di 1 gr di acqua significa spendere 600 calorie, calorie che vengono restituite quando il vapore - nella trasformazione inversa - il vapore ri-diventa acqua (pioggia): cioè, se l'evaporazione avviene in una certa località, e la pioggia cade da un'altra parte, si può affermare che assieme all'acqua il processo ha portato da un punto ad un altro della Terra anche delle quantità ingenti di energia.

Non appare necessario insistere oltre sull'effetto termo-regolatore delle correnti marine; basti pensare all'effetto che la Corrente del Golfo ha sull'Europa: le acque del N-Europa sono infatti navigabili tutto l'anno, cosa che invece non avviene - a parità di latitudine - in Canada e nelle acque del Pacifico.

Rimane quella parte di energia che viene assorbita dalla crosta terrestre nel range del visibile, e quindi ri-emessa dalla superficie terrestre nel range dell'infrarosso.

E' possibile osservare un fatto molto interessante: *i gas dell'atmosfera assorbono energia e.m.*, si comportano cioè come degli oscillatori che, quando sintonizzati su una data frequenza, ne estraggono il segnale (radio e TV funzionano proprio su questo principio!). Ma, come una corda di violino non può emettere "tutte" le note, bensì solo quelle che le sono congeniali, allo stesso modo gli atomi e le molecole dei gas che costituiscono l'atmosfera assorbono solo alcune delle lunghezze d'onda in arrivo, mentre ne lasciano passare altre.

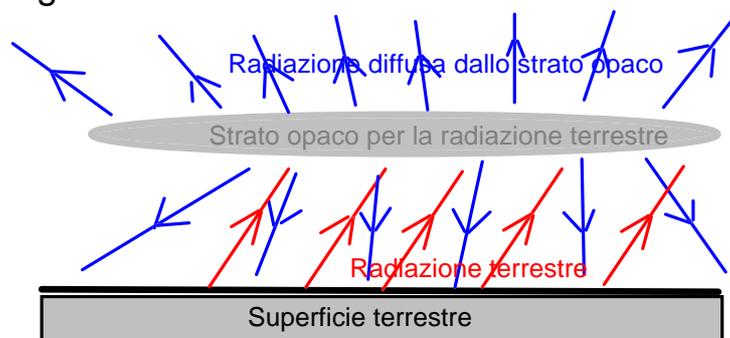
Gli astronomi si confrontano da sempre con questo problema, o almeno da quando hanno iniziato ad analizzare in modo sistematico la "qualità" della luce ricevuta dalle Stelle. Il problema è quello di risalire dall'informazione disponibile al suolo all'informazione che la stella ci ha messo a disposizione "prima di entrare in atmosfera".

Non a caso, con l'avvento dell'era spaziale, una delle prime applicazioni è stata proprio la messa in orbita di osservatori astronomici orbitanti fuori dall'atmosfera: l'informazione che si legge è allora la massima e la più fedele, è proprio quella che ci ha inviato la stella, senza alcun intermediario teorico.

Dal punto di vista del bilancio energetico, fino a che si tratta della luce del Sole, la presenza di questi filtri attenua al più la radiazione in arrivo. Anzi, guai se questi filtri non ci fossero: i raggi UV sarebbero capaci di uccidere la vita sulla Terra, almeno della vita come noi la conosciamo!

I guai succedono nella direzione opposta, quando la radiazione terrestre tende a disperdersi negli spazi siderali (cosa essenziale per non accumulare troppa energia sul Pianeta, sconvolgendone gli equilibri).

In tal caso, gas come l'anidride carbonica o il metano tendono ad assorbire la radiazione infrarossa, ed a riemetterla in tutte le direzioni, come mostrato nella figura che segue:



Succede quindi che il gas, se opaco alla radiazione terrestre, la assorbe da un'unica direzione e la riemette in tutte le direzioni; una parte dell'energia ritorna quindi verso in basso, aumentando la temperatura dell'ambiente.

Lo stesso fenomeno avviene nelle serre, dove l'ufficio di "strato opaco" viene svolto dai vetri che formano le pareti della serra. Il fenomeno prende quindi il nome di effetto serra, e, dopo decenni di trascuratezza, è stato finalmente considerato in tutta la sua gravità.

Quale è il problema?

Al momento della sua formazione, la Terra era dotata di una atmosfera "pesante", ricca di composti del carbonio che hanno favorito il nascere delle foreste che facevano da sfondo dell'ambiente primordiale.

Nel seguito, sconvolgimenti planetari hanno fatto sì che intere foreste fossero inghiottite, con tutto il loro carico di legno, e quindi di carbonio, nelle viscere della Terra.

Ne uscì allora una Terra dall'atmosfera più leggera, nella quale è nato e si è sviluppata la vita, fra cui l'Uomo.

Dopo milioni di anni di sostanziale equilibrio, la rivoluzione industriale, con tutte le sue necessità di disporre di quantità enormi di energia, ha stimolato dapprima la ricerca, e subito dopo lo sfruttamento dei giacimenti petroliferi e di carbone fossile disponibili.

Nello stesso tempo, la necessità di disporre di aree fabbricabili et similia (strade, parcheggi, ecc.: cioè tutti i prodotti della nostra "civiltà") ha distrutto le foreste, al punto di rompere l'equilibrio esistente fra produzione di anidride carbonica (attività umane) ed assorbimento di anidride carbonica (formazione di legno).

Forse non è inutile spendere qualche parola di più sull'argomento. Diciamo 150 anni fa, ci si riscaldava bruciando legno, ma per ogni albero tagliato c'era un albero che cresceva, per cui l'anidride carbonica generata nel bruciare un albero veniva utilizzata per "costruire" un altro albero, che stava crescendo.

Oggi tutto questo è stato ribaltato: le grandi aree ricoperte da foreste sono diminuite e, nello stesso tempo, il carbonio che la natura aveva - nella sua saggezza - levato dall'atmosfera, viene restituito all'atmosfera dall'uomo.

Anni fa - non tantissimi - si aveva fiducia anche nel potere posseduto dal mare di assorbire anidride carbonica, e di farla metabolizzare dal plancton vegetale.

Oggi, dopo aver rovinato con l'inquinamento marino masse enormi di acqua, si è riusciti a capire che anche questo potere depuratore del mare è finito (cioè: non infinito!), per cui l'anidride carbonica finisce con l'accumularsi nell'aria, agendo da "coperta", che si oppone e ritarda il raffreddamento dell'ambiente.

Quale sono le conseguenze?

La temperatura atmosferica aumenta; in meno di 90 anni questo ha significato perdere più del 60% dei ghiacciai alpini, che continuano a contrarsi a vista d'occhio, basti pensare a questa estate!

Continuando di questo passo, quando i ghiacciai saranno un ricordo storico, si assisterà alla trasformazione dei fiumi in torrenti. Già oggi basta una pioggia per mettere in ginocchio intere Regioni!

L'ipotesi della Pianura Padana trasformata in landa desertica è stata fatta già una ventina di anni fa, ed è sembrata fantascienza.

Il problema oggi è dibattuto a tutti i livelli; i governi organizzano conferenze, l'ONU attiva organizzazioni e stimola studi e ricerche sull'argomento. Le uniche risposte costanti che si sono ottenute riguardano la necessità di diminuire la produzione di gas serra, e di aumentare le aree dedicate a foresta, onde fissare l'eccesso di carbonio nell'aria.

La realtà è invece diversa; si perdono foreste al ritmo di un'Austria all'anno, e l'uso di combustibili fossili aumenta.

Recentissima è la notizia che i ghiacci polari sono ricchi di metano, al punto che l'industria ha già messo gli occhi su questa miniera non ancora sfruttata. Ma il metano induce effetto serra dalle sei alle otto volte di più dell'anidride carbonica. Cosa accadrebbe se i ghiacci delle calotte polari cominciassero a sciogliersi? Non è escluso che si inneschi un processo non più controllabile dall'uomo. Per il momento, dalla calotta ghiacciata del Polo Sud si è staccata *solo* una massa di ghiaccio delle dimensioni della Sicilia, che naviga verso regioni più temperate.

In ogni caso, appare ormai certo che, a causa dell' effetto serra i fenomeni meteorologici tendono soprattutto ad estremizzarsi: tanto secco o tanta pioggia.

E' quanto si osserva già oggi, basta ascoltare i telegiornali per capirlo.

Sarebbe forse il caso di *fare* concretamente qualche cosa a livello planetario, prima che sia troppo tardi.

La mia paura è che i bisogni di sopravvivenza pressanti nel III mondo, e le troppe cautele a beneficio dell' industria nel mondo sviluppato, portino fino al punto di innescare processi automatici di riscaldamento non più controllabili. Allora sì che comincerebbero i veri guai

METEOROLOGIA (3)

Temperatura e Pressione nell' Atmosfera

Temperatura

Cerchiamo innanzi a tutto di rispondere alla domanda:

che cos' è la temperatura di un corpo?

Nata inizialmente come *misura della sensazione di caldo e di freddo*, la temperatura ha dapprima assunto il carattere indicatore *dell' attitudine di un corpo a cedere calore* (il flusso naturale del calore avviene sempre da un corpo caldo ad uno freddo), per poi diventare *un parametro legato alla velocità media* delle particelle elementari che costituiscono il corpo.

Il problema fondamentale, però, non è quello di dare la definizione “filosofica” di <che cosa è> una grandezza, ma di definire una **unità di misura** e dei **criteri di confronto e somma** per poterla misurare, e quindi usare nei calcoli, al fine di ottenere delle previsioni numeriche.

Nel caso della temperatura, si è osservato ben presto come “*qualche cosa*” accade nei corpi, quando questo parametro subisce delle variazioni.

Si osserva p.es. che un pezzo di ferro, riscaldato, si dilata; che lamine composte da due metalli si deformano.

Si è anche osservato che, durante i processi di cambiamento di stato, la temperatura rimane rigorosamente costante, definendo in tal modo dei riferimenti stabili e ben definiti.

Non fa meraviglia pensare che l' Uomo sia ricorso proprio ai fenomeni del ghiaccio fondente e dell' acqua bollente per **definire l' unità di misura della temperatura**.

Sono stati allora costruiti dei termometri, cioè degli strumenti atti a fornire un valore “oggettivo”, cioè indipendente dallo stato d' animo dell' osservatore, della variabile in esame.

Nel caso più noto, si assegna il valore **0** alla temperatura del ghiaccio fondente alla pressione atmosferica “normale”, il valore **100** alla temperatura dell' acqua bollente nelle stesse condizioni ambientali.

Di norma si assume il **mercurio (Hg)** come liquido termometrico, e si definisce il **grado di temperatura** come *la variazione della temperatura*

corrispondente alla dilatazione o contrazione della colonna di Hg pari a 1/100 della variazione totale fra ghiaccio fondente e acqua bollente.

A volte, anziché il Hg si assume come liquido termometrico l' **alcool**. I punti di 0 ed il 100 sono stabiliti esattamente come prima, ma ... l' esperienza mostra che l' alcool **non** fornisce lo stesso valore fornito dal Hg per le temperature intermedie.

Cioè: *il modo di dilatarsi di questi due elementi non è identico*. E se questo accade per due liquidi termometrici particolari, è ragionevole aspettarsi che lo stesso succeda per tutti gli altri fluidi possibili.

D' altra parte, appare essere del tutto imperativo fare in modo che la misura della temperatura dipenda *solo dallo stato del corpo esaminato*, e non da ragioni di altro tipo, quale la natura del fluido usato come fluido termometrico.

Si ricorre allora alla termodinamica per avere *<termometri campione di riferimento>*, non sensibili alla natura del fluido usato come elemento sensibile. Su di essi vengono calibrati gli strumenti usati quotidianamente. Ma non è questo il problema che ci interessa questo momento.

Altre soluzioni meno immediate sono usate per misurare temperature troppo alte o troppo basse rispetto alle temperature ordinarie; in questo caso il problema dell' *omogeneità di significato* dei valori ottenuti nei vari range di misura diviene un problema centrale.

Nel caso dell' atmosfera, sono generalmente diffusi i termometri a Hg ed i termometri ad alcool, questi ultimi finalizzati soprattutto alle misure delle temperature atmosferiche più basse.

Su questi termometri si sono sviluppate più scale di misura; oggi ne sopravvivono fondamentalmente due:

la scala Celsius, che assegna agli stati fondamentali del ghiaccio fondente e dell' acqua bollente i valori 0 e 100, rispettivamente

la scala Fahrenheit, che assegna agli stessi punti i valori 32 e 212.

Parleremo allora di **gradi centigradi °C** e di **gradi Fahrenheit °F**. Fra le due misure esiste la relazione che segue:

$$F = \frac{9}{5} C + 32 \quad \text{oppure} \quad C = \frac{5}{9} (F - 32)$$

Nei lavori scientifici si usa un' altra scala: **la scala assoluta o Kelvin**, la quale assume come *ampiezza* quella del grado il °C, ma cambia lo "zero"; in questo sistema, al ghiaccio fondente viene assegnata la temperatura di **273.15 °K**.

La relazione fra scala Kelvin e scala centigrada è quindi la seguente:

$$K = 273.15 + C$$

Stabiliti scale e strumenti, appare necessario stabilire una procedura ben codificata per definire in modo univoco **<la temperatura dell' aria>**.

Il problema si presenta molto chiaramente andando in autobus una mattina fredda d' inverno; ci sarà sempre qualcuno che parla del tempo, e dica pressapoco così:

“per radio hanno detto che la temperatura è di -5°, maio, a casa mia ho misurato -8°!”.

Se non aggiunge *<cosa vuoi che capiscano quelli là>* è solo perché si è svegliato di buon umore.

Il problema è serio: avendo due termometri nella stessa casa, si misurano temperature diverse a seconda del punto dove sono messi. Come si possono rendere confrontabili due misure, fatte una a Trieste ed una a Buenos Aires?

Si concorda a questo punto su **una procedura di misurazione**, “ragionevole” per essere capita ed accettata da tutti, **che da questo momento in poi deve essere considerata come parte integrante della misura stessa :**

i termometri devono essere alloggiati in una capannina meteorica, costruita a norma onde permettere la libera circolazione dell' aria, assicurando nello stesso tempo che gli strumenti siano al riparo dai raggi diretti del Sole. Per tale ragione la porticina necessaria per poter accedere alla capannina deve essere in ombra (da noi, la porticina si apre sul lato Nord; in Australia sul lato Sud. Nelle regioni tropicali ci sono invece due porte: una a Nord e una a Sud, e deve essere aperta sempre quella al riparo dal Sole) e la lettura della temperatura deve essere fatta per prima, onde ridurre al minimo l' effetto del calore emanato dall' osservatore. A sua volta, la capannina deve essere sistemata su terreno erboso o equivalente, o sul terreno “naturale” tipico della zona, ed i termometri devono trovarsi ad una altezza dal suolo di 1.25÷2 m.

Appare evidente che, al di fuori di queste condizioni, si possono sperimentare temperature anche molto differenti dalla temperatura convenzionale, ma

1. il meteorologo “lo sa”
2. la temperatura del meteorologo è l' unica a significato univoco su tutta la Terra.

Andiamo ora a descrivere brevemente:

1. la variazione diurna della temperatura superficiale: è condizionata dalla natura del suolo (*terreno secco* = grande variabilità; *terreno umido* o *specchi d' acqua significativi*= maggiore inerzia termica, e quindi minor oscillazione), dalla copertura del cielo (le nubi tendono a smorzare le oscillazioni termiche), dalla latitudine (all' equatore gli sbalzi termici sono più accentati che alle latitudini medie; ai poli la temperatura è quasi costante nell' arco della giornata); il minimo di

temperatura della giornata è localizzato nei pressi dell' alba, un po' dopo il sorgere del Sole, mentre il massimo è localizzato dopo mezzogiorno. Il ritardo aumenta in presenza di specchi liquidi, a causa appunto dell' effetto "volano" dell' acqua.

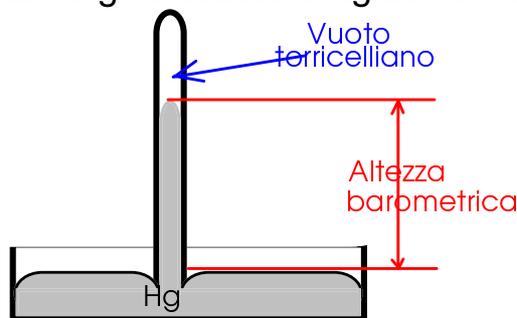
2. la variazione annua della temperatura superficiale: con riferimento alla temperatura media giornaliera, la massima variazione annua è osservata ai Poli (6 mesi al buio, 6 mesi alla luce), la minima all' equatore.
3. la variazione della temperatura con la quota: nella troposfera, la temperatura mostra una diminuzione media di temperatura di $0.6 \text{ } ^\circ\text{C}/100\text{m}$. Non mancano strati dove la temperatura ha un andamento inverso: *cresce con la quota*. Sono gli strati di *inversione termica*, particolarmente stabili, e quindi aventi scambi verticali di aria ridotti al minimo o addirittura assenti. La descrizione dell' andamento della temperatura negli strati superiori alla tropopausa è già contenuta nella prima dispensa.

Pressione

Come tutti i corpi, anche i gas, inclusa l' atmosfera, "pesano".

Tale affermazione è resa evidente salendo in montagne: più si sale e più l' aria è rarefatta, è "sottile".

Per misurare la pressione atmosferica si ricorre al **barometro a Hg**, rappresentato nelle sue linee generali nella figura che segue:



L' altezza barometrica varia con la **pressione** (è quello che si vuole), ma varia anche con la **temperatura** (da cui: correzione per la temperatura), con la **quota** (da cui: correzione per la quota) e con la **latitudine** (da cui: correzione per la latitudine). Apportando le dovute correzioni, si ottiene il valore che la colonna di Hg avrebbe se la pressione fosse misurata in condizioni standard di temperatura (0°C), di quota (livello medio del mare) e di latitudine (45°).

Fino a solo pochi anni era diffuso in tutto il mondo l' uso di esprimere la pressione atmosferica indicando la lunghezza della colonna di Hg, espressa in mm o in pollici inglesi.

Oggi una legge internazionale impone l' uso del Sistema Internazionale di misura per esprimere tutte le grandezze usate in ambito scientifico.

La pressione trova la sua unità naturale nel **Pascal (Pa)**: $1Pa = 1 \frac{N}{m^2}$.

La pressione atmosferica ha un valore di circa $1kg_p$ per cm^2 ; questo significa circa $10 N$ per cm^2 , ossia $10 \times 10000 = 100000 N/m^2 = 100000 Pa$.

Per non usare valori troppo grandi, al punto di essere “scomodi”, per indicare la pressione atmosferica si preferisce usare l’ **ettoPascal (hPa)**: $1 hPa = 100 Pa$.

Si avrà allora che la pressione atmosferica media sarà dell’ ordine di $1000 hPa$, corrispondente ai circa $1000 mb$ in uso qualche anno fa.

Migliorando le approssimazioni introdotte nelle stime precedenti, si può affermare che, sotto condizioni standard, la pressione media dell’ atmosfera è:

$$760 mm_{Hg} \Leftrightarrow 1013.250 hPa$$

Deriva: $1 mm_{Hg} \Rightarrow 1.333224 hPa$; questa grandezza è nota come il **mm di Hg standard**.

Facciamo ancora una stima: se costruiamo un barometro ad acqua, la sua colonna sarà tanto maggiore della colonna di Hg quanto minore è la sua densità rispetto al Hg.

A $1000 hPa$ di pressione corrisponde una colonna d’ acqua di circa $10 m$.

E’ questo un limite ben preciso per le pompe aspiranti, ma l’ applicazione che vogliamo fare in questa sede è di altro tipo:

se la pressione atmosferica diminuisce di $1 hPa$, l’ acqua del mare si alza di circa un millesimo di $10 m$, cioè di $1 cm$.

Quindi, quando si leggono le previsioni di marea va ricordato che le *tavole di marea* tengono conto solo dei fattori astronomici, che rappresentano la causa generatrice delle maree, ma ... fra le previsioni e le maree reali ci possono essere differenze anche sensibili.

Se la pressione è alta, p. es.: $1030 hPa$, il mare si abbassa di circa $17 cm$.

Se poi, a Trieste spira la bora, l’ acqua tende ad essere trascinata via dal vento, e quindi il livello del mare tende ad abbassarsi ancora di più.

Al contrario con la bassa pressione e lo scirocco: l’ effetto più eclatante è l’ acqua alta.

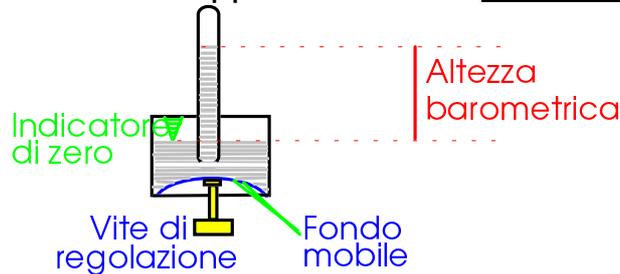
Quando si parla di una grandezza fisica, non si può non parlare degli strumenti di misura ad essa associati.

Gli strumenti che misurano la pressione sono i barometri, raggruppabili in due categorie:

1. **i barometri a Hg**
2. **i barometri aneroidi**

I **barometri a Hg** rappresentano sostanzialmente la versione evoluta del barometro descritto nella prima figura.

La versione più significativa è rappresentata dal barometro Fortin:



I **barometri aneroidi** sono invece formati da una o più scatole, dalle pareti ondulate, dentro le quali si crea un certo vuoto. La pressione dell'aria tende allora a schiacciare queste scatole, deformandole.

Una esperienza "casalinga" di questo fenomeno la ritroviamo nel comportamento dei tappi, quando si fanno le marmellate. Chiudendo i vasi quando sono caldi, man mano che questi si raffreddano si sentono i tappi fare dei rumori secchi, tipici. Cosa sta accadendo? Al raffreddarsi delle marmellate, anche quel poco d'aria che è rimasto nel vaso si raffredda, per cui la sua pressione diminuisce, e, giunti ad un certo punto, la pressione esterna è tanto maggiore di quella interna, da schiacciare il tappo.

Nel barometro, noi non vogliamo che la scatola venga schiacciata; vogliamo che la scatola venga "deformata" nell'ambito del suo intervallo di deformazione elastica. Per tale ragione, in tutti i barometri aneroidi esiste una molla antagonista, che sopporta la pressione media, per cui la deformazione risulta essere proporzionale alla *variazione di pressione*.

Si approfitta di questa molla per ritoccare lo "zero" dello strumento: non è la stessa cosa se abito a livello del mare o ad Opicina. Per avere gli stessi valori della pressione letta (pressione ridotta al livello del mare), al barometro di Opicina viene ritoccato lo zero di partenza, onde tener conto del peso medio della colonna d'aria che sta sotto i piedi di chi abita ad Opicina.

Dentro la scatoletta viene lasciata volutamente un po' d'aria.

Perché?

Si pensi: le pareti metalliche della scatoletta tenderebbero a rilassarsi quando la temperatura sale, ed a tendersi quando la temperatura scende. L'aria fa esattamente l'opposto: quando la temperatura cresce, aumenta la propria pressione, per cui si oppone al rilassamento delle pareti; viceversa quando la temperatura cala. Cioè: il pochino d'aria lasciato nella scatoletta esercita una compensazione empirica delle variazioni dovute al variare della temperatura.

Ovviamente la precisione offerta dallo strumento non è grandissima, ma la sua praticità lo rende estremamente utile dove, in fondo, tanta precisione non serve.

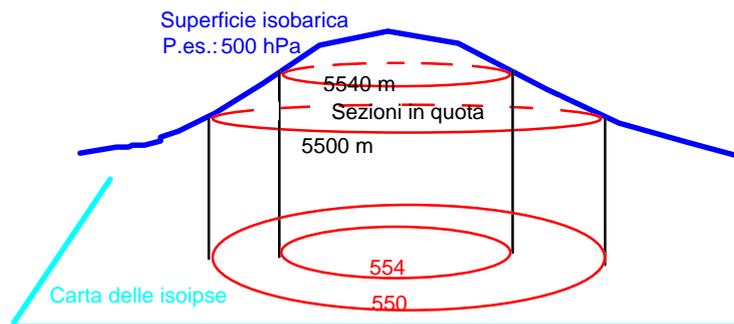
Una volta misurata la pressione, e ridotta alle condizioni standard, si è in grado di riportare su una carta tutte le letture fatte p. es. in Europa.

Unendo tutti i punti di ugual pressione, si ottiene una **carta sinottica**; le linee che uniscono i punti di ugual pressione vengono chiamate **isobare**.

Se si va in quota, si potrebbero tracciare p. es. le isobare della quota 5000 m, mantenendo procedure identiche a quelle usate per descrivere la situazione alla superficie del mare.

Questa procedura mostra certi inconvenienti, cui accenneremo quando si parlerà del vento.

Si procede quindi in un altro modo:



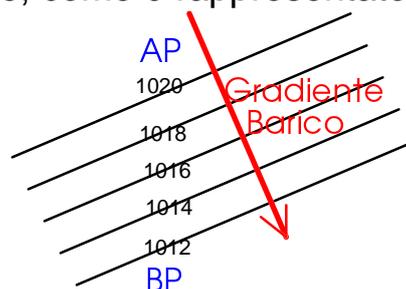
- si considera una **superficie isobarica** (p.es.: 500 hPa), a differenza del suolo, dove si considera una **superficie di livello**: il livello medio del mare.
- si fanno delle sezioni orizzontali di questa superficie, ottenendo così delle curve di livello, dette **isoipse**
- si proiettano le isoipse ortogonalmente su un piano, generando così la carta che descrive in modo sinottico la situazione in quota.

Le isobare tracciate al suolo e le isoipse tracciate in quota hanno una caratteristica comune: se - a parità di differenza di pressione o di quota - queste risultano essere molto "vicine", il vento che si osserva è forte, se sono "lontane", il vento è debole o assente.

In termini tecnici, si dice che

- quando le isobare/isoipse sono vicine, il **gradiente barico** è forte
- quando le isobare/isoipse sono lontane, il **gradiente barico** è debole.

Dato un sistema di isobare, il gradiente barico (definito come: **variazione di pressione sull' unità di distanza**) viene rappresentato come un vettore perpendicolare alle isobare, come è rappresentato nella figura che segue:



Ultimo elemento descrittivo del comportamento della pressione: *in una data località, e depurata dalle variazioni irregolari, la pressione varia nella giornata in modo regolare, con periodo di circa 12^h.*

Per tale ragione, questa oscillazione prende il nome di **variazione semi-diurna della pressione**.

Si pensa che tale fenomeno sia dovuto al fatto che l'atmosfera, come corpo elastico, abbia un suo periodo di oscillazione di circa 12^h.

Le variazioni termiche diurne inducono a loro volta delle contrazioni e delle dilatazioni periodiche diurne nell'atmosfera.

Quando i due processi entrano in sincronismo fra loro, si ottiene il fenomeno descritto (Ore di max.: 1000, 2200; Ore di min.: 0400, 1600).

Va detto che alle nostre latitudini il fenomeno è poco appariscente, ed è ben mascherato dalle variazioni irregolari di pressione, le uniche che hanno rilevanze sulla previsione del tempo.

Nelle zone tropicali, le oscillazioni sono molto più sensibili, al punto da essere ben visibili sui tracciati barografici. Di esse si deve tener conto per identificare la probabile presenza di un ciclone tropicale.

METEOROLOGIA (4)

Umidità

L' acqua è sempre presente nell' atmosfera, di norma sotto forma di vapore, e quindi invisibile all' occhio umano.

Quando si verificano certe condizioni, essa si condensa, dando luogo p.es. alle nubi, la cui osservazione permette - fra l' altro - di fare qualche previsione sul tempo che verrà, sia pure in modo empirico ed a breve scadenza.

L' acqua entra nell' atmosfera tramite i processi di evaporazione e di traspirazione, e ritorna alla terra sotto forma di precipitazioni, chiudendo in tal modo il cosiddetto ciclo dell' acqua.

In questo scritto accenneremo ai processi in gioco ed ai principi su cui si fonda la misura dell' umidità.

I tre stati dell' acqua

L' acqua si presenta in natura in tre stati:

- 1.- lo stato solido : ghiaccio
- 2.- lo stato liquido: acqua
- 3.- lo stato aereiforme: vapore acqueo.

I processi che vedono il passaggio da uno stato all' altro sono:

Stato iniziale	Stato finale	Processo
Ghiaccio	Acqua (liquida)	Liquefazione
Ghiaccio	Vapore acqueo	Sublimazione
Acqua (liquida)	Vapore acqueo	Evaporazione
Vapore acqueo	Acqua (liquida)	Condensazione
Vapore acqueo	Ghiaccio	Deposizione
Acqua (liquida)	Ghiaccio	Congelamento

Ogni passaggio implica scambio di calore con l' ambiente circostante; in assorbimento dall' ambiente nella direzione ghiaccio→acqua→vapore; con cessione di calore all' ambiente nella direzione opposta.

La pressione parziale del vapore

Come già detto, l' atmosfera è una miscela di gas e vapore, ed esercita sui corpi immersi in essa una pressione.

“A priori”, nulla si può dire sul “come” questa pressione si formi; p.es., non sembrerebbe del tutto impossibile che le molecole dei vari componenti

interagissero fra loro, generando una pressione totale secondo una legge complicata quanto si vuole.

Per fortuna nell' atmosfera non è così.

Gli esperimenti insegnano che vale la cosiddetta legge di Dalton: ogni componente contribuisce alla pressione totale con un contributo che è uguale alla pressione che esso eserciterebbe in assenza degli altri componenti.

Cioè: la pressione totale è semplicemente la somma aritmetica delle pressioni parziali esercitate dai singoli componenti.

Ha quindi senso parlare della pressione parziale del vapore, detta anche tensione del vapore, ed indicata convenzionalmente con il simbolo "e", definita come "il contributo parziale dato dal vapore acqueo alla pressione atmosferica totale".

Essendo una pressione, "e" viene misurata in hPa; i massimi valori di "e" si aggirano attorno ai 30 hPa. Li troviamo nelle zone dei tropici, a livello della superficie del mare.

I minimi valori li troviamo nell' interno del continente antartico, durante i mesi invernali.

In media, "e" diminuisce con la quota; non è tuttavia una rarità trovare zone entro le quali "e" cresca con l' altezza.

La pressione di saturazione del vapore

Pensiamo di essere in una cucina, d' inverno, e di avere delle pentole di acqua bollente sul fuoco. Prima o poi, le pareti e le finestre finiscono con il bagnarsi, al punto che si deve far circolare l' aria, permettendo al vapore di disperdersi.

Che cosa è successo?

Innanzitutto, le pentole sul fuoco rappresentano delle fonti di produzione di vapore acqueo; inizialmente l' ambiente riesce ad accettarlo, ma, giunto ad un certo limite, non ce la fa più: *ogni ulteriore aggiunta di vapore è accompagnata da una corrispondente condensazione sulle pareti.* Si dice allora che è stata raggiunta la **saturazione**.

Si trova anzi che la saturazione viene raggiunta tanto prima quanto più bassa è la temperatura. *Non fa quindi meraviglia il fatto che il bucato si asciughi meglio d' estate che d' inverno.*

Ovviamente, ci sono state delle indagini molto accurate per determinare la legge che lega la temperatura ambientale con la **tensione di saturazione del vapore e_s** . A titolo esemplificativo riportiamo la formula empirica trovata sperimentalmente dal Tetens:

$$e_s = 6.11 * 10^{\frac{at}{b+t}}$$

essendo: e_s tensione di saturazione del vapore in hPa
 t temperatura in °C

Le costanti **a** e **b** richiedono qualche parola di spiegazione in più.

I valori sperimentali trovati finora sono riassunti nella tabella che segue:

	Su acqua	Su ghiaccio
a =	7.5	9.5
b =	237.3	265.5

Si vede innanzi a tutto come cambi la situazione in funzione dello stato dell'acqua; *non è la stessa cosa essere su una superficie liquida o su una superficie ghiacciata.*

Questo fatto è di grande importanza p.es. per l'equilibrio interno delle nubi: spesso coesistono, anche a temperature molto basse, delle gocce di acqua liquida (*acqua sopraffusa*) e dei cristalli di ghiaccio.

Per capire meglio il processo, raccogliamo in una tabella dei risultati numerici significativi, tenendo conto - nei casi di temperature < 0° C - dei diversi valori delle costanti.

Si ottiene:

t (°C)	e_s acqua	e_s ghiaccio
-20	1,257	1,185
-15	1,905	1,791
-10	2,858	2,704
-5	4,213	4,073
0	6,11	6,11
5	8,726	
10	12,283	
15	17,058	
20	23,389	
25	31,686	
30	42,442	

Come si vede, e_s è maggiore su acqua che su ghiaccio.

Questo significa che, in una nube mista, la saturazione avviene prima rispetto al ghiaccio che rispetto all'acqua.

Può accadere quindi che l'acqua liquida sia in grado di evaporare quando l'atmosfera rispetto al ghiaccio risulti essere già satura. Ogni grammo di acqua evaporata sublima allora in cristalli di ghiaccio, e la struttura della nube si modifica nel tempo.

Nuclei di condensazione

Si è già accennato ad una particolarità: in un locale dove ci sia dell' acqua che bolle, sono le pareti che prima o dopo iniziano a bagnarsi.

Ma, nella libera atmosfera non esistono pareti, almeno come noi le concepiamo.

Questo significa che - in accordo con le leggi note - non potremmo avere mai né nubi né pioggia.

Per fortuna, previsioni così pessimistiche sono facilmente smentite dall' osservazione; rimane tuttavia valida la domanda: chi, nell' aria libera, gioca il ruolo giocato dalle pareti della cucina?

La risposta è: il pulviscolo atmosferico, cioè tutta quella massa di materiale vario che si trova disperso nell' atmosfera, e gioca un ruolo che solo in ritardo si è riusciti a decifrare. Le particelle di pulviscolo fungono infatti da nuclei di condensazione, attorno ai quali si forma la goccia primordiale di pioggia. Questo avviene soprattutto attorno ai nuclei igroscopici, aventi cioè una notevole affinità con l' acqua (tipici sono i cristalli di sale, che sono portati in quota durante le tempeste sul mare). Analogamente, esistono i nuclei di sublimazione (cristalli di silicio) con particolare affinità per i cristalli di neve.

In tal modo, quando una bolla d' aria sale, o è costretta a salire, in quota, essa si espande e si raffredda (succede l' opposto di quando si gonfia la gomma di una bicicletta; nel gonfiare, l' aria viene compressa, e si scalda. Non dovrebbe essere difficile credere che all' opposto, quando si espande, l' aria si raffredda.). Viene il momento in cui raggiunge la saturazione, ed il processo di cambiamento di stato ha inizio con la formazione delle prime particelle di acqua liquida sui nuclei di condensazione.

Su questo meccanismo:

- si fondano i tentativi di provocare la pioggia artificiale
- si comprendono le interferenze indotte nell' atmosfera da parte degli inquinanti solidi immessi da fenomeni naturali (eruzioni vulcaniche) ed artificiali (ancora una volta: l' Uomo!).

Processi isobarici

Diciamo innanzi a tutto che cosa si intende per processo isobarico: è un processo che avviene a pressione costante.

Nel caso dell' aria umida, è possibile studiare il progressivo raffreddamento dell' ambiente, che, nelle notti di tempo stabile, senza vento o altri fenomeni perturbatori, avviene in modo isobarico (o quasi).

Che cosa osserviamo?

Al calare della temperatura diminuisce la "e_s", per cui ci si avvicina sempre di più alla saturazione.

Quando questa viene raggiunta, le prime gocce d' acqua cominciano a depositarsi sulle "pareti". Troviamo così la rugiada, cioè l' insieme delle goccioline che troviamo - all' alba - depositate sui campi.

Si parla allora di punto di rugiada (dew point), definito come la temperatura che deve essere raggiunta dall' ambiente per innescare il passaggio di stato durante un raffreddamento isobarico.

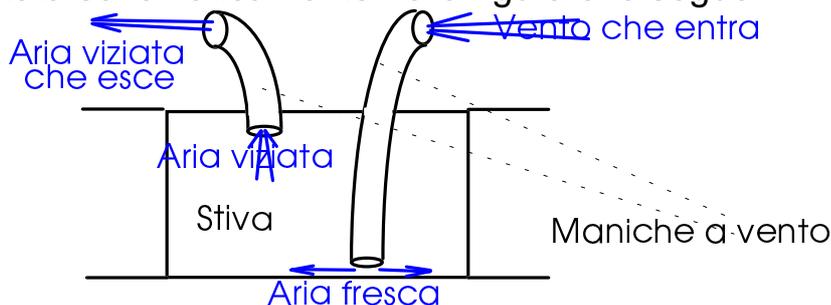
Può accadere che l' ambiente si saturi non a temperature positive, bensì a temperature sotto lo 0° C. Si assiste allora al processo inverso della sublimazione (chiamato deposizione nella tabella iniziale), cioè alla trasformazione diretta del vapore acqueo in cristalli di ghiaccio: la brina. Parleremo allora di punto di brina in modo esattamente analogo al caso della rugiada.

Il punto di rugiada è un parametro classicamente usato a bordo delle navi mercantili tradizionali per spiegare certi problemi particolari, che una volta risultavano essere molto importanti. Si pensi p. es. ad una nave con carico deperibile, che parta da Abidjan (clima caldo umido) per andare a Goteborg (clima certamente più freddo), senza disporre di condizionamento dell' aria ambienti chiusi (cosa che accadeva appena ieri, come tempo cronologico, ma un' eternità fa come evoluzione tecnologica). Durante la navigazione, le stive avevano il tempo di mettersi in equilibrio con la temperatura del mare circostante. C' era quindi da aspettarsi che la stiva si raffreddasse nel corso della navigazione. Raggiunto il punto di rugiada, le "pareti" (murate, paratie) si bagnavano, generando quel fenomeno che anche oggi è noto come sudore di stiva.

Il carico di conseguenza si bagnava, e, se delicato, si rovinava.

Non era raro, infatti, partire p. es. dagli USA con un carico di grano in buone condizioni, attraversare l' Atlantico e ritrovarsi con il grano germinato o ammuffito, in ogni caso da buttare.

Era allora solo l' "arte marinaresca" del comandante che evitava, o almeno riduceva, i danni al carico. Si faceva p. es. ricorso alla ventilazione "naturale", rappresentata schematicamente nella figura che segue:



Il problema consisteva nell' andare a verificare l' umidità all' ingresso della manica a vento di entrata, ed all' uscita della manica a vento di uscita.

Se l' aria che entrava era meno umida di quella che usciva, con la ventilazione l' ambiente "stiva" diventava meno umido, per cui conveniva far circolare l' aria. In caso contrario, ogni apporto di aria dall' esterno contribuiva ad aumentare l' umidità in stiva, e quindi la produzione di sudore, per cui era imperativo bloccare il tutto.

L' avvento dei sistemi meccanici di ventilazione e condizionamento dell' aria ha reso la conservazione del carico certamente più controllabile, ma ha anche creato

le premesse perchè un disguido anche banale e di breve durata possa creare, date le potenze rilevanti in gioco, dei danni anche notevoli.

Processi adiabatici

In Fisica si intende, per **processo adiabatico**, un processo che avviene senza scambio di calore con l'esterno.

Chiaramente, un processo realmente adiabatico perfetto non esiste: in presenza di temperature diverse, si ha sempre un flusso di calore dai luoghi a temperatura più alta verso i luoghi a temperatura più bassa.

Ma l'astrazione "adiabatica" permette di arrivare facilmente a delle formule, anche piuttosto semplici, che permettono di fare delle previsioni di qualità.

Va detto che questo tipo di approccio è generale (i *processi isobarici* sono un altro esempio), anche se non esistono situazioni reali in cui un modello matematico, che, in quanto "modello", è sempre elaborato a partire da certe ipotesi ideali, funzioni perfettamente.

Quando il modello funziona, questo avviene sempre a meno di differenze non significative per il problema in esame.

In tutti i casi si accetta quindi un livello di tolleranza ragionevole per pensare non in termini di osservazione reale, bensì di previsione teorica, più semplice da gestire (soprattutto oggi che i computers ci sollevano dal problema del calcolo numerico brutto), e soprattutto quale *unico mezzo utile per fare delle previsioni* (sulle quali si basa tutta la nostra vita).¹

¹ Ricordiamo a questo proposito che una "teoria" è sempre una idealizzazione della realtà; è per questo che ogni teoria ha una validità limitata, per cui deve sempre essere messa a confronto con la realtà, almeno per tracciarne i confini.

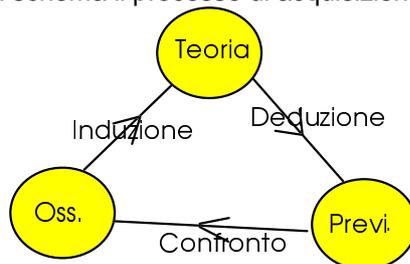
Ovviamente, i confini entro i quali una teoria risulta essere valida sono disegnati non dalla simpatia o dalla antipatia del suo autore, bensì solo dalla verifica sperimentale.

Spesso si sente citare, a proposito ed a sproposito, il detto popolare: **<val più la pratica della grammatica>**.

Il guaio è che tutti noi pensiamo seguendo delle logiche che nascono nel nostro cervello, per cui ciascuno di noi si muove nell'ambito della propria percezione, cioè della propria teoria personale; anche chi nega la validità delle teorie propone una propria teoria, dai limiti evidenti ma pur sempre una teoria.

Se si accetta il detto popolare appena citato come l'imperativo di *verificare sempre le nostre previsioni alla luce dei fatti concreti*, allora il detto dice, sia pure in modo improprio, qualcosa di vero, ma se esso diventa un alibi per giustificare livelli di ignoranza primaria o di ritorno, allora esso diventa mistificatorio, e può diventare addirittura pericoloso.

Concludiamo questa parentesi offrendo in schema il processo di acquisizione della conoscenza, scientifica e non:



Nel caso dell' atmosfera, è possibile considerare come esempio di *trasformazione adiabatica* l' espansione di una bolla d' aria che sale in quota: l' aria è infatti un ottimo isolante (non a caso le abitazioni a Trieste hanno spesso i doppi vetri!), cosicché quello che succede alla bolla d' aria, anche per la rapidità con cui succede, non permette uno scambio efficace di energia con l' ambiente circostante.

E' questo il processo cui si accennava prima, di raffreddamento man mano che l' aria umida sale in quota: sono state ovviamente elaborate delle formule che permettono di prevedere la variazione della temperatura durante il moto (*valori tipici molto importanti*: fino a che non ci sono condensazioni di vapore, la bolla si raffredda di **1° C/100m** quando inizia il cambiamento di stato la diminuzione è più lenta, *circa la metà*, anche se la legge che la regge è molto più complessa), e quindi il livello in cui verrà raggiunta la saturazione, in corrispondenza del quale troveremo la base delle nubi.

Io stesso ho assistito una volta, in una base militare, alla romanzina tutt' altro che amichevole che un pilota ha fatto ad un previsore perché ... durante il volo aveva incontrato le nubi ad una quota poco diversa (una ventina di metri) da quella prevista.

Questo a conferma che il modello teorico elaborato tutto sommato "funziona", ed offre delle aspettative di buona qualità.

Calore latente

Ritorniamo ad esaminare una pentola d' acqua che bolle. Per far bollire l' acqua, e quindi produrre vapore, è necessario fornire calore.

Il processo avviene *<a temperatura costante>*, per cui *"apparentemente non si osserva il corrispettivo termico del gas che viene bruciato"*.

Con questa osservazione si vuol sottolineare - fra l' altro - la diversità di significato del concetto di **"calore"** da quello di **"temperatura"**, cosa non sempre chiara nella vita quotidiana, a cominciare dai giornali (quante volte si legge dei **"40° di calore, che non fanno dormire"**?).

E' vero che l' acqua cambia stato, ma noi siamo abituati ad associare il concetto di "fuoco" ad un aumento della temperatura, cosa questa che qui non succede.

Si parla allora di **<calore latente>**, cioè "nascosto".

Va però detto subito che la Natura è "onesta"; nel momento della condensazione restituisce all' ambiente tutto il calore assorbito nel processo di evaporazione.

Lo stesso può dirsi per la fusione (liquefazione) del ghiaccio (passaggio solido→liquido), e per la sublimazione (passaggio solido→aereiforme).

In definitiva, si rivela utile fissare l' attenzione sui seguenti dati, utili per fare delle stime rapide e nel complesso significative:

CONDENSAZIONE (+)	EVAPORAZIONE (-):	600	cal/gr
CONGELAMENTO (+)	LIQUEFAZIONE (-):	80	cal/gr
DEPOSIZIONE (+)	SUBLIMAZIONE (-):	680	cal/gr

dove il segno (+) indica “calore ceduto all’ ambiente” ed il segno (-) indica “calore sottratto dall’ ambiente”.

Indicatori di umidità: u. relativa, assoluta, specifica

Come per tutte le grandezze fisiche, anche per l’ umidità si è reso necessario definire dei processi di misura, per associarla ad un numero oggettivo, avente lo stesso significato per tutti.

La prima idea che nasce è quella di ricorrere alla tensione parziale del vapore e , confrontata con la tensione di saturazione e_s .

Si è così definita l’ **umidità relativa U_r** :

$$U_r = \frac{e}{e_s} * 100$$

E’ questo il parametro che viene dato per radio e TV. Il suo valore varia da 0 a 100 (è espresso in %!), ed il suo significato è quello di dirmi quanto siamo lontani o vicini dalla saturazione, e quindi alle nebbie o alle foschie. Da esso dipende anche il nostro stato di benessere, ... e la facilità di asciugare il bucato con metodi naturali.

Ma non basta; con le sue calorie latenti, il vapore acqueo rappresenta un valore come contenuto in sé, indipendentemente dalla sua vicinanza o meno dalla saturazione.

Si è pensato allora di ricorrere all’ **umidità assoluta**, definita come il contenuto di vapore (in gr) per m³ d’ aria.

Il parametro si è rivelato essere non “opportuno”, in quanto la stessa aria, passando dal livello del mare a quota 100 m si espande, e quindi contiene un minor numero di grammi di vapore acqueo nello stesso volume di 1 m³. L’ unità è quindi “instabile”.

Si è ricorsi allora all’ **umidità specifica**, definita come il contenuto di vapore (in gr) per kg d’ aria umida.

Questa quantità è preziosa per valutare l’ energia trasportata da una massa di aria umida sotto forma di calore latente. Si ricordi che i cicloni tropicali hanno l’ effetto distruttivo che conosciamo dalle cronache anche recenti in quanto la massa d’ aria in gioco ha una altissima umidità specifica, che funge da vero e proprio combustibile per quella macchina mostruosa che è il ciclone.

Va detto esplicitamente che i due aspetti descritti dall’ umidità relativa e dall’ umidità specifica sono complementari, alternativi fra loro. Le due unità misurano in qualche modo lo stesso fenomeno fisico, ma da punti di vista diversi, e diversa è la loro risposta.

E' questo un esempio molto significativo delle problematiche che sorgono quando ci si accinge a voler "misurare qualche cosa". Il costruire delle descrizioni "oggettive" non è semplice in fisica; si capisce quindi cosa accade quando si vuol descrivere "oggettivamente" qualche cosa nel momento in cui vengono coinvolti interessi o sentimenti. La conflittualità esistente nei rapporti umani ne è la dimostrazione più evidente.

Igrometri e psicrometri

Definite le grandezze da misurare, si tratta di costruire degli strumenti che le misurino.

Per quanto attiene all' umidità, gli strumenti più comuni sono:

gli **igrometri**, cioè strumenti dotati di un elemento sensibile all' umidità relativa (il più noto: l' **igrometro a fascio di capelli**). La misura delle deformazioni di questo elemento sensibile permette di misurare su una scala, o di registrare su un diagramma (ed allora si parla di **igrografi**), l' umidità relativa dell' ambiente. Ovviamente, gli strumenti vanno tarati con riferimento a strumenti di precisione, usati come confronto.

gli **psicrometri**, composti da due termometri uguali, dei quali uno ha il bulbo asciutto, e l' altro ha il bulbo tenuto umido da una pezzuola bagnata.



Dalla differenza delle temperature misurate dai due termometri, e da una delle due temperature, si ottiene, entrando in tabelle appositamente costruite, sia l' umidità relativa che il punto di rugiada.

Il problema di descrivere i fenomeni connessi con l' umidità può dirsi risolto.

METEOROLOGIA (5)

Il vento: descrizione, origine, variazioni

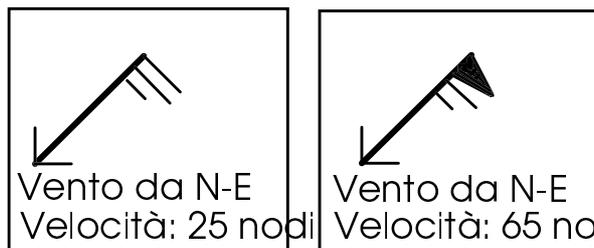
Il vento offre al lettore una storia affascinante, non sempre ben compresa ma comunque - se affrontata correttamente - sempre stimolante e meritevole di essere approfondita.

Quale prima osservazione, per descrivere il vento è necessario dare almeno due parametri: la **velocità** e la **direzione**.

E' qui che comincia subito l' esame critico del vento. Per darne la direzione, si usa dare **la direzione da cui proviene**, in contrapposizione a quello che si fa per le correnti marine, per le quali si usa dare la direzione verso cui si muovono.

Appare evidente che la differenza, peraltro sostanziale, non è dovuta ad una diversità del fatto fisico (vento e correnti marine sono ambedue movimenti di sostanze fluide), ma alla storia che ha accompagnato i due fenomeni: per orientare le vele era necessario sapere *da dove* arrivava il vento, per rivelare l' esistenza di una corrente si guardava invece la direzione *verso cui* si spostava un oggetto semi-immerso.

In ogni caso, ambedue i fenomeni sono rappresentabili da una freccia, la cui direzione indica il movimento; associando qualche altro segno convenzionale si riesce a rappresentare in modo sintetico la velocità (come negli esempi mostrati in figura).



Per quanto attiene alla nomenclatura locale, la tradizione ci trasmette i nomi qui sotto riportati, derivati dalle antiche navigazioni al centro del Mediterraneo:

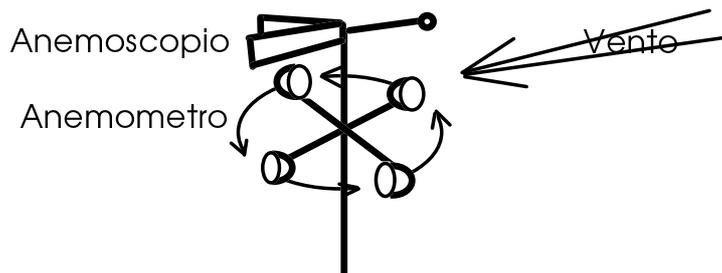
Vento da:	N	Borea o Tramontana
	NE	Greco
	E	Levante
	SE	Scirocco

Vento da:	S	Ostro o Mezzogiorno
	SW	Libeccio
	W	Ponente
	NW	Maestro

Come è ormai consuetudine, appena si introduce una qualche quantità fisica è imperativo descriverne gli strumenti di misura.

Nel caso del vento ne abbiamo due:

- **gli anemometri**, che misurano la velocità del vento. I più comuni si rifanno alle “*coppe semisferiche del Robinson*”, cioè a dei mulinelli che ruotano tanto più velocemente quanto maggiore è la velocità del vento. Data la loro inerzia, questi strumenti danno come risposta dei valori “lisciati”, una specie di media fra i massimi ed i minimi. Altre soluzioni sono state trovate per mettere in evidenza i valori istantanei del vento, ed in particolar modo i picchi.
- **gli anemoscopi**, che misurano la direzione del vento.



Il vento al suolo è normalmente soggetto a rapide fluttuazioni in direzione e velocità; è l'effetto dell'attrito con il suolo, combinato - quando è il caso - con una instabilità fisica che si instaura quando una massa d'aria fredda si porta su terreno caldo (lo stesso accade in una pentola quando, messa sul fuoco, l'acqua in essa contenuta si mette a bollire).

Vediamo ora di rispondere alla domanda: **come viene generato il vento?**

La risposta non è difficile: se in una certa zona c'è alta pressione, ed in una zona adiacente c'è bassa pressione, il vento tenderà a fluire dall'alta verso la bassa pressione.

Si può dimostrare che l'effetto di generazione del vento è tanto maggiore quanto più grande è il gradiente barico, cioè la variazione di pressione divisa per la distanza fra le due isobare. Questa osservazione “va molto bene” al suolo, in corrispondenza del quale si tracciano le isobare, cioè le linee di uguale pressione. Ma accanto a questa osservazione “positiva”, si deve precisare che l'effetto di un gradiente dipende anche dalla *densità dell'aria* (a parità di sforzo, si getta più lontano un oggetto leggero che uno pesante). Se questa dipendenza non porta grossi problemi al suolo - essendo la sua variazione “limitata” - finisce col creare problemi molto significativi in quota.

La densità dell'aria varia infatti così tanto con la quota che, a parità di gradiente barico, si avrebbero venti profondamente differenti.

E' per tale ragione che

- *primo*, si dimostra che le superfici isobariche in quota si comportano come superfici inclinate, sulle quali le molecole d'aria scorrono senza attrito
- *secondo*, si conclude quindi che, a qualsiasi quota, a parità di pendenza si avrà parità di vento. E' per tale ragione che in quota si

tracciano le isoipse, in contrapposizione alle isobare tracciate al suolo. Isoipse “vicine” indicano forti pendenze, e perciò forte vento; isoipse lontane indicano pendenze dolci, e quindi venti di debole intensità.

Da quanto affermato finora, potremmo concludere che *il vento scorre perpendicolarmente alle isobare, con velocità legata al gradiente barico o alla pendenza della superficie isobarica, a seconda dei casi.*

Passando a verifica, si deve ammettere che - *a parte un periodo transitorio iniziale - questa conclusione è errata*: l' intensità del vento è effettivamente legata al gradiente/pendenza, ma scorre - in assenza di attrito - parallelamente alle isobare/isoipse.

Precisando meglio, tutto avviene come se il vento

- nell' emisfero nord fosse deviato verso destra
- nell' emisfero sud fosse deviato verso sinistra.

Se si aggiunge che lo stesso effetto è stato osservato durante la I Guerra Mondiale sulla traiettoria delle granate sparate dai cannoni a lunga gittata, e viene quotidianamente osservato dai piloti di aereo, che, nel tenere la rotta, devono tener conto di una deriva laterale verso destra o verso sinistra, si conclude sull' opportunità di approfondire l' analisi del fenomeno.

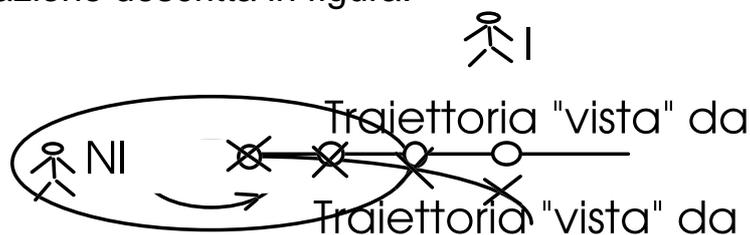
Quali sono allora **le cause deviatrici del vento?**

E' una analisi non facile da esprimere in parole semplici, ma cercheremo di dare l' essenza del contenuto, senza complicare troppo la situazione.

Consideriamo due osservatori: **I** (inerziale) fisso rispetto al Sole; **NI** (non inerziale), fisso rispetto alla Terra.

Ancora più semplice: pensiamo ad una piattaforma rotante, su cui mettiamo **NI**, ed il terreno circostante, su cui mettiamo **I**.

Abbiamo la situazione descritta in figura:



“Sparando” un proiettile parallelamente alla piattaforma (ma **non** trascinato da essa), **I** “vede” il proiettile (la pallina, in figura) procedere di moto rettilineo uniforme, mentre **NI** “vede” il proiettile (la croce, in figura) descrivere una linea curva, e questo per lo stesso fenomeno per cui, in treno, si “vedono” gli alberi correre indietro quando il treno va avanti.

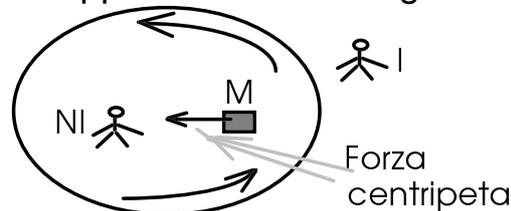
Analizzando meglio il fenomeno, si riesce a dimostrare che **<tutto accade come se>** la piattaforma stesse ferma, e ci fosse in più una forza perpendicolare al moto, che cresce con la velocità angolare della piattaforma

e con la velocità del proiettile. Per ragioni evidenti io amo chiamare questa forza con il nome di **forza fittizia** (in fondo, quello che vedo è solo una apparenza!), altri la chiamano con il nome di **forza inerziale**. Dal nome del suo scopritore, questa forza prende anche il nome di **forza di Coriolis**, e questo è forse l'unico nome su cui nessuno ha qualche cosa da obiettare.

Rimane il fatto che la previsione del vento deve tener conto che la nostra Terra, a causa della sua rotazione diurna attorno al proprio asse, "è" una piattaforma rotante, per cui è necessario includere nel bilancio delle forze in gioco anche le forze fittizie.

Si è parlato di "forze" e non di "forza"; esiste infatti ancora una forza fittizia cui faremo cenno: **la forza centrifuga**.

Guardiamo la situazione rappresentata nella figura che segue:



Se un corpo di massa M ruota assieme alla piattaforma, esso descrive, rispetto ad I , una traiettoria circolare, per cui appare "ovvio" che ci sia una forza centripeta (diretta verso il centro) che obblighi M a cambiare costantemente direzione.

Di tutt' altro avviso è NI : poiché egli può misurare con un dinamometro la forza centripeta, giustifica il fatto che M stia fermo introducendo il concetto di **forza centrifuga**, di una forza cioè che in realtà non esiste, cioè è fittizia, ma che si rivela utile per giustificare il fatto che - nel mondo di NI - M sta in quiete.

Molti risponderanno: ma quanti incidenti stradali accadono a causa della forza centrifuga! Basta correre un po' troppo per uscire di strada

Va detto che la macchina che esce di strada su una curva, esce in direzione quasi tangente alla strada. Cioè, è la mancanza di forza centripeta (carenza di attrito fra gomma e strada) che non fa piegare la traiettoria, non la forza centrifuga che trascina trasversalmente la massa M , portando fuori strada la macchina.

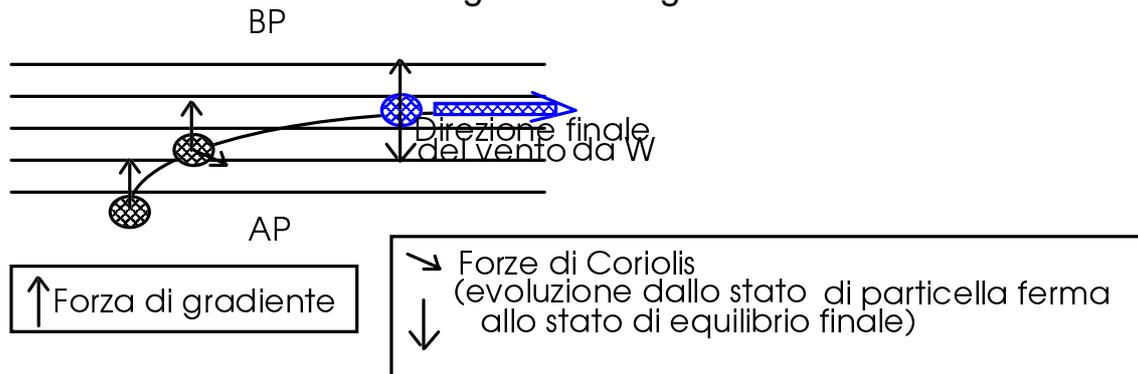
Logicamente, noi, abitanti della grande "trottola" Terra, viviamo in un mondo dove tutto avviene come se le forze fittizie di Coriolis e centrifuga esistessero realmente.

Con esse si fanno infatti delle previsioni valide, confermate dall' esperienza.

Andiamo ora ad applicare quanto detto a dei casi particolari, ma significativi:

1.- Caso delle isobare rettilinee e parallele fra loro.

La situazione è mostrata nella figura che segue:



La particella d'aria, inizialmente ferma (e quindi con Forza di Coriolis nulla), risulta soggetta alla forza di gradiente, che va dall'alta alla bassa pressione. Inizia così ad accelerare verso la bassa pressione, acquistando velocità. Con la velocità, nasce anche la Forza di Coriolis, orientata nell'emisfero Nord verso la **destra** del moto, che curva la traiettoria della particella.

Dopo un periodo transitorio, il vento viene a trovarsi in una sorta di equilibrio dinamico, e scorre parallelamente alle isobare da Ovest verso Est.

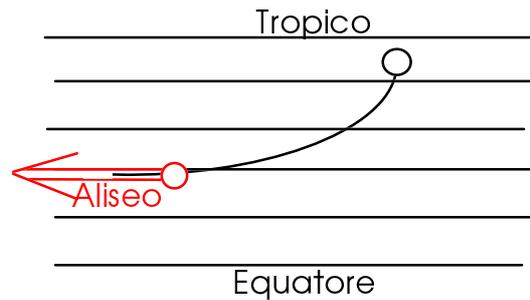
Se localizziamo l'AP p. es. con l'Anticiclone delle Azzorre, e la BP con la depressione dell'Islanda, si comprende come mai noi ci troviamo a vivere in un'area geografica soggetta proprio a questa situazione, nota come **regime dei venti da West**.

Si spiega allora come mai noi riceviamo il *tempo meteorologico* (da non confondere con la direzione da cui soffia il vento!) dall'Atlantico, con variazioni di traiettoria in funzione delle complicazioni che nascono nelle figure isobariche reali.

Il vento che si ottiene dallo schema appena descritto prende il nome di **vento geostrofico**, e rappresenta un modello certamente semplificato, ma molto utile per almeno due ragioni:

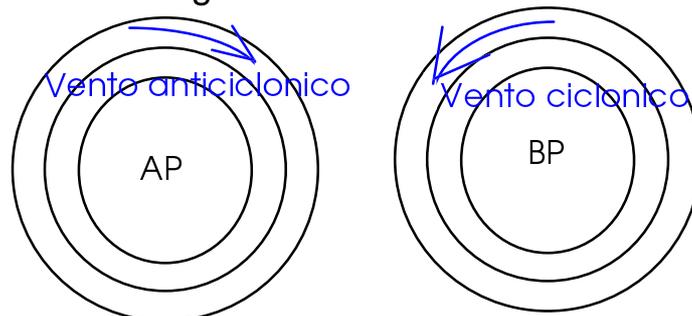
- è facile calcolarne l'intensità
- calcolato a livello di 500 hPa, rappresenta discretamente bene la velocità di spostamento dei corpi nuvolosi.

Allo stesso modo si giustificano gli Alisei, generati dalla differenza di pressione fra i tropici (AP) e l'equatore (BP); la distribuzione della pressione si è invertita rispetto alla latitudine, per cui l'aria comincerà a fluire dai tropici verso l'equatore e, deviando a destra del moto, finirà con il trovare la sua condizione di equilibrio scorrendo parallelamente alle isobare, da Est verso West.



2.- Caso delle isobare curvilinee.

La situazione è mostrata in figura:



Sempre per l' emisfero Nord, dopo il periodo transitorio di accelerazione troviamo i venti che soffiano in senso orario attorno all' AP, ed in senso antiorario attorno alla BP.

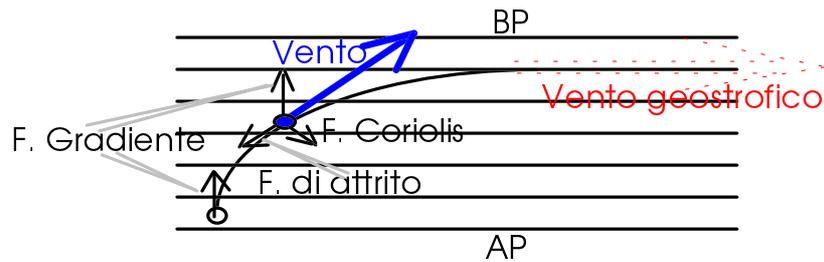
In questi casi l' equilibrio viene raggiunto equilibrando l' influenza delle "tre" forze agenti: la forza di gradiente, quella di Coriolis e quella centrifuga (la traiettoria delle particelle d' aria è curva, e quindi interviene anche la forza centrifuga!).

Quanto descritto finora permette di fare una analisi piuttosto accurata della situazione in quota.

Al suolo, alle forze agenti in quota si aggiunge l' effetto dell' **attrito**.

E' questo un fenomeno tutt' altro che semplice da esprimere con modelli matematici. Per noi, è sufficiente ammettere che l' effetto dell' attrito "tende a frenare il moto del vento, ed è tanto più forte quanto maggiore è la velocità del vento stesso". I risultati qualitativi che otterremo sono corretti; non si potranno fare previsioni quantitative.

Ritorniamo, e rimaniamo, nel caso del vento geostrofico; è il più facile. Come prima, penseremo ad una particella d' aria che, partendo dalla quiete, venga accelerata dalla forza di gradiente. Solo che, adesso, oltre alla Forza di Coriolis, ammetteremo che esista una forza contraria al moto: **la Forza di attrito**.



Quale sarà il suo effetto?

Partendo dalla particella d'aria ferma (Coriolis ed attrito nulli), questa inizia ad accelerare a causa della Forza di gradiente. Non appena si muove, nascono la Forza di Coriolis, che la devia, e l'attrito, che la frena.

Si raggiungerà allora l'equilibrio dinamico **prima** che si realizzino le condizioni di vento geostrofico. Questo significa **minor velocità**, cosa che era facilmente comprensibile, ma anche **arresto anticipato della rotazione del movimento**, e quindi mancato raggiungimento delle direzioni del vento geostrofico, cosa a priori non molto evidente.

E' per questa ragione che, mentre i venti in quota spirano parallelamente alle isobare, al suolo formano con queste un angolo, permettendo così all'aria di fluire fuori dalle zone di AP, *livellandole*, ed entrare nelle aree di BP, *colmandole*.

Se non avessimo questo effetto, avremmo dei centri di AP e di BP che, una volta formati, non si esaurirebbero mai, cosa questa che per fortuna non è.

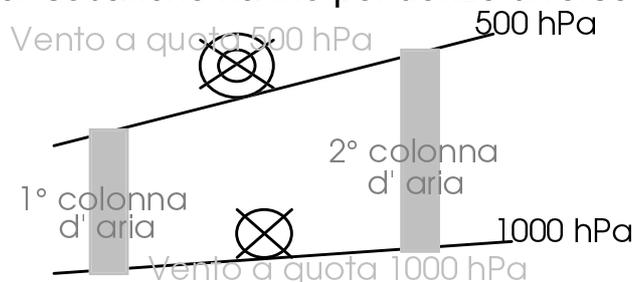
Prima di concludere vorrei accennare ad un altro fenomeno.

Se ci si sofferma a guardare le nubi (purtroppo lo sport di "osservare" la Natura è in disuso), si può vedere che spesso le nubi più alte hanno delle traiettorie diverse rispetto a quelle più basse.

Perché?

Abbiamo detto che il vento in quota è generato dallo scorrere senza attrito delle particelle d'aria sulle superfici isobariche, e che, a parità di pendenza, si ha lo stesso vento, indipendentemente dalla quota.

Questo significa che, se le nubi (mosse dal vento) hanno traiettorie diverse, le rispettive superfici isobariche hanno pendenze diverse.



In figura si sono rappresentate le due superfici come due piani, ed i venti che scorrono su essi come frecce entranti nel foglio che si sta osservando.

Essendo la 500 hPa più inclinata della 1000, avrà vento di maggiore intensità (due cerchietti anziché uno!).

Ma le colonne d'aria indicate come 1° e 2° colonna, pur se di spessore diverso, hanno ugual peso, in quanto colonne comprese fra le stesse due superfici isobariche.

L' unica ragione per cui occupano volume diverso è la differente temperatura media delle due colonne: la 2° colonna è certamente la più calda, in quanto occupa maggior volume della prima, a parità di massa d'aria coinvolta.

Appare allora evidente che la variazione di velocità del vento con la quota dipende dalla distribuzione della temperatura nell'atmosfera. A questa variazione del vento vien dato il nome di **vento termico**: dall'analisi del vento in quota è quindi possibile ottenere indicazioni sulla distribuzione della temperatura nell'atmosfera, e viceversa. I due parametri non sono quindi indipendenti fra loro.

Si inizia così a vedere come l'atmosfera abbia una sua struttura ben definita; i parametri che la descrivono sono interdipendenti, e l'osservazione di uno ha valenza nel controllare l'altro. Il prenderne coscienza rappresenta un ulteriore piccolo passo per capire meglio quella Natura a cui, in fondo, apparteniamo.

METEOROLOGIA (6)

La classificazione delle nubi

Ancora una volta, la descrizione di un fenomeno inizia con la ricerca di classificazioni, aventi la capacità di veicolare in modo sintetico delle informazioni significative.

Nel caso delle nubi, fra i parametri utilizzati per la classificazione troviamo:

- **la costituzione delle nubi:** a seconda della natura del deposito che il vapore acqueo ha fatto sui nuclei di condensazione/sublimazione in quota. Si parla di nube calda, se la sua temperatura è tutta sopra lo 0° C, di nube fredda se è tutta sotto lo 0° C, di nube mista, se nel suo sviluppo verticale è tale che essa si trova parzialmente sopra e parzialmente sotto lo 0° C. Nel caso di una nube calda, il prodotto del cambiamento di stato è *certamente tutto liquido*; non altrettanto certi si può essere del prodotto che si ottiene quando la temperatura scende sotto lo zero. L'osservazione mostra infatti - accanto ai cristalli di ghiaccio tipici delle alte quote - l'esistenza di *acqua sopraffusa*, cioè allo stato liquido anche a temperature inferiori ai 10° C sotto lo zero. Si tratta di liquido in equilibrio instabile, per il quale basta anche un rumore secco o un urto per provocarne il passaggio allo stato solido. Quando questa acqua sopraffusa precipita, si osserva un fatto strano ma pienamente comprensibile: l'acqua che cade, al momento dell'urto si modella in conformità con l'oggetto urtato (è liquida!), ma subito dopo cambia stato, e si solidifica. Il fenomeno, tanto spettacolare quanto pericoloso, prende il nome di **gelicidio**.
- **la forma delle nubi:** nella miriade di forme assunte dalle nubi, si sono trovate delle interessanti regolarità, che hanno portato ad una classificazione "per forma" delle nubi. Una prima distinzione divide le nubi in due **forme primarie**: le nubi stratificate, distribuite orizzontalmente su aree molto vaste, e le nubi a sviluppo verticale, distribuite verticalmente, in conformità con il nome loro assegnato. Per distinguere le differenti nubi nell'ambito della forma primaria di appartenenza, sono stati introdotti 10 generi, concepiti in modo che una nube possa appartenere ad uno solo di essi. Nell'ambito del genere di appartenenza, si sono avute ulteriori suddivisioni, fondate su particolari sempre più fini di descrizione della nube, inclusi in categorie chiamate, in ordine crescente di dettaglio: specie, varietà e particolarità supplementari.

- **l' altezza della base delle nubi:** la troposfera, sede dei fenomeni meteorologici più significativi, è stata suddivisa dai 15 m di altezza alla tropopausa, in tre regioni, come mostrato nella tabella che segue:

Regioni	Calotte polari	Zone temperate	Zone tropicali
Superiore	da 4000 a 8000 m	da 6000 a 13000 m	da 8000 a 18000 m
Media	da 2000 a 4000 m	da 2000 a 6000 m	da 2000 a 8000 m
Inferiore	da 15 a 2000 m	da 15 a 2000 m	da 15 a 2000 m

L' osservazione ha mostrato che la base di uno qualsiasi dei generi delle nubi si trova pressochè sempre nello stesso intervallo, per cui i 10 gruppi fondamentali sono stati ripartiti in: nubi alte, appartenenti alla regione superiore, nubi medie, appartenenti alla regione media, nubi basse, appartenenti alla regione inferiore.

- **l' altezza della base e la forma delle nubi:** per le zone temperate, si può tracciare la seguente tabella:

Altezza della base delle nubi (Zona temperata)	Nubi stratificate	Nubi stratificate ad onda	Nubi a sviluppo verticale
Oltre i 6000 m (nubi alte)	Cirrus (Ci) Cirrostratus (Cs)	Cirrocumulus (Cc)	
da 2000 a 6000 m (nubi medie)	Altostratus (As) Nimbostratus (Ns)	Alto cumulus (Ac)	
da 15 a 2000 m (nubi basse)	Stratus (St)	Stratocumulus (Sc)	Cumulus (Cu) Cumulonimbus (Cb)

nella quale si evidenzia l' uso di tre termini particolarmente significativi, raccolti ed illustrati nella tabella che segue:

Nimbus	è aggiunta ai nomi delle nubi che producono precipitazioni
Fracto-	appare all' inizio dei nomi che rappresentano nubi rotte, tormentate dal vento
Cirrus	è usata per indicare nubi aventi l' <aspetto di una chioma di capelli>

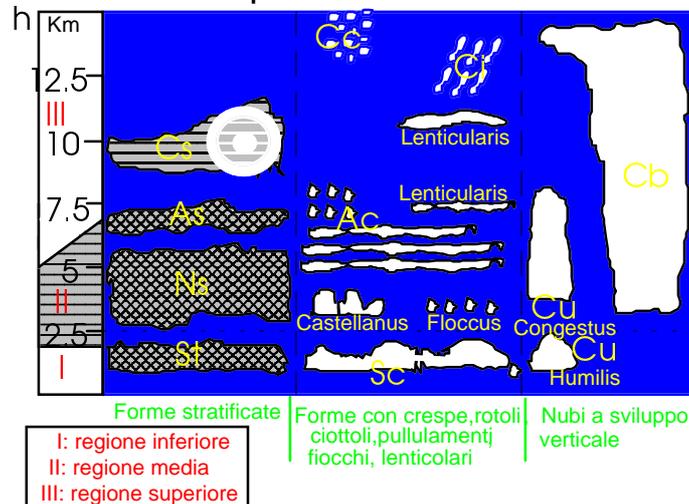
Non è il caso di entrare nel dettaglio della classificazione; chiunque sia interessato ad approfondire l' argomento è invitato a consultare l' Atlante Operativo delle Nubi sul Mare, edito dall' Istituto Idrografico della Marina di Genova.

E' un' opera molto valida, soprattutto dal punto di vista delle immagini, ma è il caso di sottolineare come la lettura del cielo, qualunque sia l' ausilio cui si ricorre per imparare a fare letture attendibili, è tanto difficile quanto è utile.

E' necessaria una applicazione costante, ben consci dell' alta probabilit  di commettere errori.

Uno dei problemi pi  grossi   quello che, per iniziare a identificare il genere di una nube,   "utile" stimarne l' altezza. Ma questa stima non pu  essere fatta "a occhio": il meccanismo della visione ci impedisce di fare delle stime attendibili. Questo comporta che, agli inizi,   necessario far riferimento a rilievi terrestri locali di altezza nota per dare una stima della base delle nubi. Solo in questo modo   possibile associare "ci  che si vede" al "nome di nube" che si trova nell' Atlante, e quindi sperare di riconoscere col tempo il genere cui appartiene una nube, partendo dal suo aspetto.

A conclusione di quanto detto finora, riportiamo, a scopo puramente descrittivo, una rappresentazione qualitativa della distribuzione delle nubi pi  caratteristiche in funzione della quota.



Forse anch' essa, nonostante i suoi limiti, pu  aiutare a "capire il cielo".

METEOROLOGIA (7)

Stabilità verticale dell' atmosfera

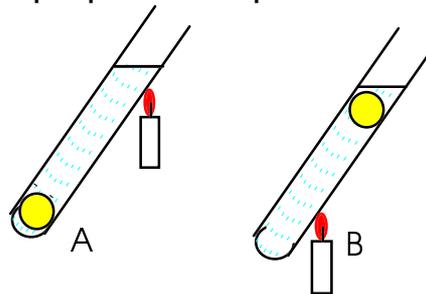
Abbiamo visto che le nubi possono essere divise in due categorie: le nubi stratificate e le nubi a grande sviluppo verticale.

E' inoltre esperienza personale di ciascuno di noi il fatto che qualche volta l' aria si presenta trasparente, permettendo la visione di oggetti molto lontani, ed altre volte l' orizzonte si presenta "sporco", con visibilità ridotta e lo smog che impera sulla città.

Quali sono le condizioni che favoriscono un fatto o l' altro?

E' quanto cercheremo di scoprire in questo scritto.

Cominciamo con il pensare ad una provetta contenente dell' acqua. Nei corsi di Fisica elementare si usa proporre l' esperienza che segue:



dove si vedono due provette A e B, nelle quali un pezzetto di ghiaccio viene "costretto" a rimanere attaccato al fondo della provetta, nel caso A, e viene lasciato galleggiare (il ghiaccio è più leggero dell' acqua!) nel caso B.

Se, con una fonte di calore si riscalda la parte superiore della provetta A, si può osservare come gli strati superficiali di acqua possono essere portati ad ebollizione senza che il ghiaccio ancorato sul fondo "fonda". Questo dimostra due cose:

- il fluido (in questo caso, l' acqua) è un buon isolante del calore; se l' acqua in superficie bolle, abbiamo la temperatura di 100°C , mentre a poca distanza il ghiaccio è in equilibrio con l' acqua, per cui siamo a 0°C
- quando gli strati superficiali sono più caldi di quelli inferiori, non si creano movimenti convettivi in seno alla massa fluida.

Viceversa nel caso B: il riscaldamento viene dalla base; nascono dei moti convettivi nella provetta, che portano dapprima il ghiaccio a sciogliersi, ed appena dopo l' acqua a bollire.

Fatte le debite variazioni, la stessa cosa avviene nell'aria. Parleremo allora di **equilibrio stabile** dell'atmosfera se gli scambi d'aria fra strati a quota diversa sono assenti o si stanno smorzando; di **equilibrio instabile** se gli scambi verticali tendono a rinforzarsi o a mantenersi attivi; di **equilibrio indifferente** se una bolla d'aria, portata da un livello ad un altro, non mostra attitudine ad allontanarsi né dal primo né dal secondo livello.

Il problema tecnico è, come al solito, tradurre delle considerazioni qualitative anche "immediate" in considerazioni "quantitative", capaci di metterci nelle condizioni di fare delle previsioni sufficientemente attendibili.

Non è difficile intuire che il problema è piuttosto complesso: se una bolla d'aria sale in quota esiste certamente una corrispondente bolla d'aria che scende, e prende il posto della prima.

Il modello matematico che deriva da questa considerazione non è di immediata comprensione, per cui ci accontenteremo di un quadro semplificato, i cui risultati non sono tuttavia molto lontani dalla realtà.

Consideriamo una bolla d'aria che sale.

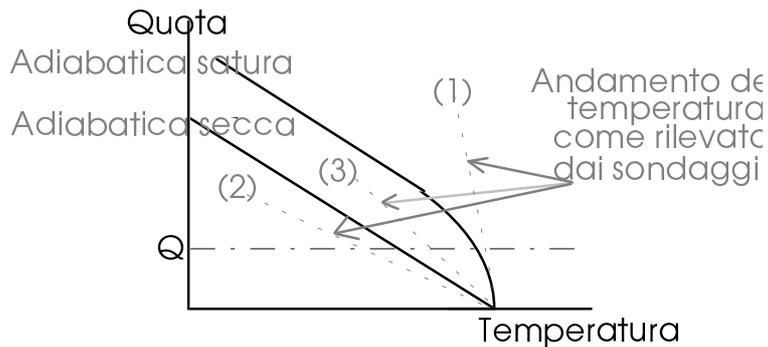
Se lontana dalla saturazione, la bolla d'aria si dilata secondo un processo adiabatico (gli scambi di calore con l'ambiente sono considerati trascurabili), e si raffredda di $1^\circ\text{C}/100\text{m}$. Questo valore assume importanza tale da meritare di essere riconosciuto con un nome particolare: **gradiente termico adiabatico**.

Se satura, il comportamento della bolla cambia in funzione del contenuto di vapore acqueo (espresso in termini di **umidità specifica**), e di che cosa accade del condensato: non è la stessa cosa se il condensato rimane in sospensione o precipita direttamente al suolo.

Per arrivare a scrivere una legge che permetta di fare delle previsioni numeriche si fa l'ipotesi che il condensato precipiti non appena si è formato, e che per il resto non ci siano scambi di calore fra la bolla e l'ambiente. Il processo rimane complicato, e prende il nome di **processo pseudo-adiabatico**. Il valore del suo **gradiente pseudo-adiabatico** non è una costante (nel grafico che segue verrà infatti rappresentato come una linea curva), ma, nelle stime numeriche che faremo nell'esempio finale, useremo un valore convenzionale di $0,5^\circ\text{C}/100\text{m}$.

Quando i meteorologi lanciano i palloni-sonda, sono in grado di tracciare il grafico della variazione di temperatura con la quota, noto come grafico del **gradiente termico verticale**.

La situazione si presenta come in figura:



Cerchiamo di “leggere” il grafico proposto.

Innanzitutto, si parte dal suolo ad una certa temperatura; la retta inclinata verso sinistra rappresenta la variazione di temperatura costante di $1^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ valida per una bolla non satura (curva dell'adiabatica secca).

La curva che parte dal suolo dallo stesso punto dell'adiabatica secca, ma si raffredda all'inizio più lentamente, e si curva fino a portarsi parallela all'adiabatica secca (quando tutto il vapore acqueo si è scaricato sotto forma di pioggia, la bolla d'aria si è “asciugata”) rappresenta l'andamento della temperatura per una bolla che parte già satura (curva dell'adiabatica saturata).

Le “rette” tratteggiate rappresentano tre possibili sondaggi, cioè tre possibili *distribuzioni di temperatura nell'ambiente*.

Il sondaggio (1) mostra che l'ambiente è più caldo sia della bolla secca che di quella satura; deriva che ambedue le bolle sono più fredde, e quindi più dense dell'aria circostante; il loro peso prevale sulla spinta che ricevono dall'ambiente (ricordiamo Archimede!) per cui “si oppongono” alle cause che le fanno salire e, se libere di muoversi, tendono a ritornare al punto di partenza. L'equilibrio è stabile, anzi: **assolutamente stabile**, in quanto valido per ambedue le bolle.

Il sondaggio (2) mostra una situazione opposta: l'ambiente è più freddo di ambedue le bolle, che sono quindi più leggere dell'aria circostante, per cui, una volta messe in movimento, continuano a salire per volontà propria. È il caso dell'equilibrio **assolutamente instabile**.

Il sondaggio (3) mostra una situazione intermedia, di stabilità rispetto alla bolla secca e di instabilità rispetto alla bolla satura. Si parlerà quindi di **(in)stabilità condizionata**.

La curva adiabatica rappresenta la condizione di equilibrio indifferente per l'aria secca, la curva pseudo-adiabatica rappresenta invece la condizione di equilibrio indifferente per l'aria satura (salvo precisazioni sul fatto che il condensato precipita ...)

È facile allora capire l'effetto del suolo sulla stabilità dell'aria.



Poiché la temperatura in quota rimane “la stessa”, nonostante le oscillazioni termiche del terreno, **quando il terreno si riscalda** il sondaggio si avvicina all’ andamento (2): nascono moti convettivi e nubi cumuliformi, l’ orizzonte si pulisce ma le eventuali precipitazioni assumono il carattere di piovasco.

E’ la situazione in cui si formano i temporali, che - a seconda dell’ origine - possono essere classificati in due categorie:

- **i temporali di calore:** nascono durante l’ estate, quando il suolo si surriscalda; dopo la pioggia si sente più afa di prima in quanto c’ è stato solo un “ribaltamento” di aria, addirittura con apporto di umidità nei bassi strati (da cui: aumentato senso dell’ afa)
- **i temporali frontali:** essi sono dovuti all’ irruzione di aria fredda, che sostituisce quella calda. L’ aria calda, spinta dalla fredda, è costretta a salire, generando i cumulonembi e gli altri fenomeni associati, e la stessa aria fredda, portatasi sul terreno caldo, si instabilizza con possibilità di altri fenomeni. Si sente allora, dopo il passaggio del temporale, un certo refrigerio (sono i tipici temporali d’ agosto, quando si assiste all’ arrivo dei primi impulsi freddi: *la prima pioggia d’ agosto rinfresca il bosco*).

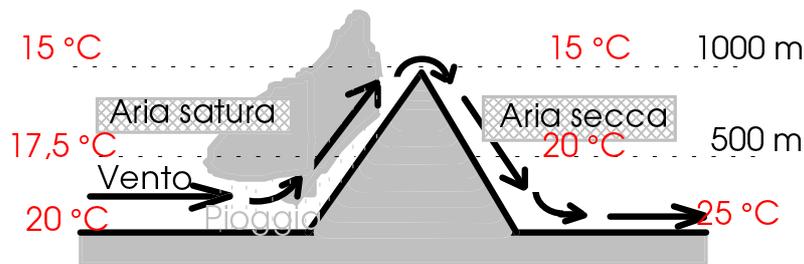
Quando il terreno si raffredda succede l’ opposto, il sondaggio si avvicina all’ andamento (1), ed anzi a volte si assiste ad un aumento della temperatura con la quota (**inversione termica**). E’ questa una situazione di tipo (1) esasperata, che porta ad una atmosfera particolarmente stabile.

Si osserva allora un aumento della concentrazione di umidità e di inquinanti, la formazione della rugiada/brina e, continuando nel processo, la formazione della nebbia: è il classico clima della pianura padana nell’ autunno/inverno.

Proprio sulla pianura padana, a circa 500 m di quota, si forma, durante l’ inverno, una inversione termica, che si comporta per i fumi prodotti dall’ uomo come un tetto difficilmente superabile. I fumi iniziano allora a disperdersi in orizzontale, e ... i fumi di Marghera finiscono con il collegarsi con i fumi di Milano. E’ sufficiente aspettare la prima pioggia, e ... li mangiamo tutti noi con le verdure coltivate nel giardino di casa.

Vorrei concludere con una applicazione intuitiva dell’ effetto che la diversità dei due gradienti termici verticali, quello adiabatico secco e quello pseudo-adiabatico saturo, può avere in presenza di rilievi.

Osserviamo la figura che segue:



Consideriamo una massa di aria saturata che scorre da sinistra verso destra (vento da W). Quando incontra un rilievo, p. es. alto 1000 m, l'aria comincia a salire, e, grazie al suo stato di "aria saturata", innesca il processo di condensazione. Le calorie latenti "riscaldano" l'aria, per cui essa si raffredda di $0,5^{\circ}\text{C}/100\text{m}$.

A 500 m avremo allora la temperatura di $17,5^{\circ}\text{C}$, a 1000 m invece: 15°C . Giunta in cima al rilievo, l'aria - ormai "secca" - si precipita sull'altro versante, riscaldandosi di $1^{\circ}\text{C}/100\text{m}$, per cui le temperature sul versante secco sono: 20°C a 500 m, 25°C al suolo. Un salto in più di 5°C rispetto alla temperatura "prima del monte". E' questo un fenomeno ben noto agli abitanti delle vallate alpine; il vento dal lato di sopra-vento prende il nome di **stau**; quello di sotto-vento prende il nome di **foehn**.

METEOROLOGIA (8)

Visibilità

La **visibilità meteorologica** può venir definita come quel parametro che “misura” la trasparenza dell’ atmosfera per il tramite della capacità dell’ Uomo di “vedere” attraverso ad essa, nelle varie situazioni che si vengono a stabilire.

Va subito detto che i meteorologi sono interessati alla “**visibilità orizzontale**” e che, quando questa varia lungo l’ arco dell’ orizzonte, per definizione si assume come “*visibilità (nel punto di osservazione)*” la minima fra le visibilità osservate su tutto l’ arco dell’ orizzonte.

E’ necessario - per meglio apprezzare le difficoltà insite nel concetto di misura - dire anche che questo parametro dipende sì dallo stato dell’ atmosfera, ma non solo da questo: esso dipende anche dall’ oggetto che si sta guardando, e dallo sfondo su cui questo viene proiettato.

Definizione di visibilità diurna

Durante il giorno, si definisce la **visibilità meteorologica** come

la massima distanza alla quale un oggetto nero di dimensioni opportune può essere visto e ricosciuto sullo sfondo del cielo all’ orizzonte.

Con vertice nell’ occhio dell’ osservatore, questo oggetto deve sottendere un angolo in direzione sia orizzontale che verticale che sia non minore di 0.5° e non maggiore di 5° .

La scelta minima di 0.5° è stata associata ad una considerazione empirica (*rule of thumb*) di applicazione molto immediata:
se si produce un foro di 7.5 mm di diametro su un cartone, e si osserva il foro a distanza di braccio, l’ angolo sotto cui è visto il foro è dell’ ordine di 0.5° ; l’ oggetto usato come riferimento per misurare la visibilità deve quindi riempire del tutto detto foro.

Per completezza è necessario ancora aggiungere che - entro certi limiti - l’ identificazione di un oggetto dipende anche dalla familiarità dell’ osservatore con l’ ambiente.

La condizione di *ricoscere la forma dell’ oggetto*, e non solo di vederlo, contenuta nella definizione di visibilità, ha infatti lo scopo di ridurre i gradi di libertà entro i quali la stima può oscillare.

E' significativo il fatto che non venga invece richiesto di riconoscere dettagli più precisi dell' oggetto osservato.

Definizione di visibilità notturna

Di notte, la visibilità meteorologica viene definita come

*la massima distanza alla quale un oggetto nero di dimensioni opportune potrebbe essere visto e riconosciuto se l' **illuminazione generale fosse aumentata fino a raggiungere la normale luce diurna.***

In pratica, la stima della visibilità vien fatta ricorrendo all' osservazione del profilo delle montagne o colline circostanti, proiettate sullo sfondo del cielo, oppure osservando deboli luci non focalizzate, poste a distanza nota.

Le osservazioni notturne sono di gran lunga più difficili di quelle diurne, se non altro perché l' adattabilità dell' occhio umano alle condizioni di buio gioca un ruolo molto pesante.

Provenendo da ambienti illuminati, è infatti necessario aspettare circa mezz' ora prima di essere certi che l' occhio si sia adattato a "vedere al buio"; è per tale ragione che, nella sequenza di osservazioni esterne, la lettura della visibilità è sempre l' ultima delle misure che devono essere fatte.

Al buio, una luce debole ha maggiore probabilità di essere vista quando l' osservatore *non* guarda direttamente nella direzione dell' oggetto, e quanto la direzione verso cui sta guardando non è fissa, ma viene modificata lentamente, con continuità.

Anche il *colore* della luce ha la sua importanza: se la luce è debole, si riesce ad identificare meglio una luce rossa che una violetta.

Ai fini pratici, la relazione fra *luminosità* di una data luce e *visibilità diurna* può venire espressa ricorrendo a due tipi di misure:

- la massima distanza alla quale può essere vista una luce dell' intensità di 100 candele,
oppure:
- l' intensità luminosa che deve avere una luce per essere appena visibile ad una distanza prefissata.

Esistono delle tabelle che permettono il passaggio dalle misure pratiche al valore della visibilità notturna, secondo la definizione iniziale.

Strumenti misuratori della visibilità

Sono stati elaborati anche strumenti capaci di misurare direttamente la visibilità; se la loro utilità non appare evidente nelle osservazioni diurne, essi rivelano tutta la loro utilità nelle osservazioni notturne, o quando vengono a

manca riferimenti significativi, come accade p. es. su una nave in alto mare.

Fattori che influiscono negativamente sulla visibilità

Esaminiamo ora le cause principali di riduzione della stabilità. Esse sono:

1. precipitazioni
2. nebbia e foschia
3. spray marino prodotto dal vento
4. particelle di idrocarburi nell' atmosfera
5. fumo
6. polvere e sabbia
7. sale

1. Precipitazioni

Nel caso delle precipitazioni, la visibilità può venire ridotta sia dalle gocce d' acqua che dalle particelle di ghiaccio che cadono al suolo. A volte, ambedue queste idrometeore sono presenti contemporaneamente.

La visibilità nella pioggia dipende dalle dimensioni delle goccioline e dal numero di gocce contenute in un dato volume. Una pioggia debole ha poca influenza sulla visibilità, ma una pioggia moderata riduce la visibilità a 3÷10 km, ed una pioggia forte può ridurre la visibilità fino a 50÷500 m.

Nel caso di pioviggine (fine e fitta) [termine tecnico: *drizzle*], la visibilità dipende dalla sua intensità, e può venir ridotta fino a 0.5÷3 km; in presenza di nebbia, la visibilità può scendere anche sotto 0.5 km.

La neve mostra una efficacia maggiore della pioggia nel ridurre la visibilità.

Con neve moderata, la visibilità scende sotto 1 km; con neve forte, il limite può scendere fino a 200 m, toccando valori estremi inferiori addirittura ai 50 m.

Anche il vento può avere effetti molto importanti sulla riduzione della visibilità, soprattutto in presenza di neve secca e polverosa. L' influenza dei turbini di neve sollevati dal vento può essere decisamente molto marcata e pericolosa. Quest' ultima è una delle principali cause di riduzione della visibilità alle temperature estremamente basse delle alte latitudini.

2. Nebbia e foschia

Il fenomeno della *nebbia* consiste nella presenza, in sospensione nell' aria, di particelle di acqua liquida, a volte in presenza anche di cristalli di ghiaccio, tali da ridurre la visibilità orizzontale sotto 1 km. Con visibilità maggiore di 1 km lo stesso fenomeno prende il nome di *foschia*.

Alle alte latitudini troviamo la cosiddetta <*nebbia da ghiaccio: ice fog*>, quando le temperature scendono sotto i -20° C, a condizione che il vento sia del tutto o quasi assente.

In località montane, si ha la “nebbia” quando una nuvola, di solito generata dal processo di ascesa adiabatica delle pendici del monte, interessa una certa zona.

In generale, tuttavia, la condensazione è sempre associata al raffreddamento del terreno circostante.

In una massa d’ aria omogenea, possiamo avere due tipi di nebbia:

- **nebbia da irraggiamento**: causata dal raffreddamento del terreno, di solito durante le notti serene o quasi
- **nebbia da advezione**: causata da trasporto di aria calda ed umida su terreno freddo

La nebbia da irraggiamento si forma in assenza o quasi di vento; il raffreddamento dell’ aria a cominciare dalla base rende l’ aria sempre più stabile, per cui i moti convettivi o sono assenti o si stanno spegnendo.

In queste condizioni ambientali, qualsiasi forma di turbolenza crea un rimescolamento, e quindi un raffreddamento, dell’ aria su strati sempre più spessi. Se la turbolenza è sufficiente, si può arrivare perfino alla formazione di nubi stratificate.

La nebbia da advezione si sviluppa invece quando aria umida (proveniente p. es. dal mare) si porta su terreno più freddo. Nel suo movimento turbolento, l’ aria si raffredda, raggiunge la saturazione ed inizia a condensare. A differenza delle nebbie da irraggiamento, le nebbie da advezione sono favorite dallo spirare del vento, in quanto questo significa continuo apporto di umidità.

Simili alle nebbie da advezione, troviamo un altro tipo di nebbie, ben noto a chi viaggia alle alte latitudini: le cosiddette <**steam fogs: nebbie di vapore**>. In questo caso è l’ aria fredda che si porta sulla superficie più calda del mare. Il mare produce del vapore in relazione alla sua temperatura, vapore che, appena entrato nell’ atmosfera, si trova ad essere saturo, e quindi si condensa, generando nebbia, appunto.

Il fenomeno ricorda quanto succede nelle giornate fredde d’ inverno, quando “si vede” il respiro che esce dal naso e dalla bocca: anche in questo caso l’ umidità espulsa dai polmoni viene a trovarsi bruscamente in un ambiente troppo freddo, per cui cambia altrettanto bruscamente il suo stato.

Accanto alle nebbie ora descritte, tipiche di una massa d’ aria omogenea, troviamo le nebbie appartenenti alle superfici di separazione fra masse d’ aria calda e masse d’ aria fredda, dette **superfici frontali**.

Troviamo così le **nebbie frontali**, legate soprattutto ai *fronti caldi*, di cui parleremo in un altro momento.

3. Spray marino prodotto dal vento

E' esperienza comune il fatto che il vento, all' aumentare della sua intensità, dapprima crei le onde, e poi le "rompa" sotto forma di schiuma, da cui l' aspetto tipico striato di bianco del mare in tempesta.

Per quanto attiene alla visibilità, quando si raggiunge il livello di <strong gale> (41÷47 nodi), lo spray marino inizia ad avere effetti sensibili, per arrivare a riduzioni di visibilità "molto serie" quando si raggiunge il livello di <hurricane> (> 63 nodi).

Questo effetto coinvolge tipicamente il traffico marittimo, ma coinvolge anche il traffico terrestre nelle zone costiere battute dai venti.

4. Particelle di idrocarburi nell' atmosfera

Fonti del WMO riportano casi di limitazione di visibilità prodotti dalla presenza di particelle di idrocarburi nell' aria delle città fortemente inquinate dal traffico e dall' attività industriale. La sola risposta pensabile è una efficace lotta contro gli inquinamenti in generale.

5. Fumo

Spesso i fumi prodotti dall' industria e dalle attività domestiche producono dei residui solidi, dei quali quelli a maggiori dimensioni tendono a depositarsi, mentre quelli più sottili tendono a rimanere in sospensione nell' aria, comportandosi come le gocce della nebbia o della foschia.

Cambia tuttavia la composizione chimica; nel caso di residui contenenti carbonio, abbiamo come effetto finale il colore nero depositato sulle pareti dei palazzi delle città (tipico di certe aree industriali), mentre i residui contenenti composti dello zolfo producono, per reazione chimica, dell' acido solforico, da cui - accanto alla diminuzione della visibilità - discendono dei gravi effetti sulla salute delle persone.

Spesso, d' inverno, ci si trova in presenza di inversioni termiche che, come già detto, si oppongono agli scambi di masse d' aria in senso verticale. Se, in queste condizioni, al fumo si aggiungono le condizioni favorevoli alla formazione della nebbia "naturale", si ottiene come risultato finale quel fenomeno "moderno" chiamato **smog**: smoke+fog.

E' questo un fenomeno certamente molto pericoloso per il traffico sia cittadino che aereo che marittimo, ma è altrettanto pericoloso anche per la salute di tutti noi, in quanto la generalità dei prodotti della combustione è tossica.

6. Polvere e sabbia

Polvere e sabbia possono essere alzati dal vento, con riduzione della visibilità. Quando la visibilità scende sotto 1 km, si parla di **sandstorm** (tempesta di sabbia) o di **duststorm** (tempesta di polvere).

Ora, mentre è difficile che la sabbia, pesante, sia sollevata a quote più alte di una trentina di metri, e quindi sia trasportata molto lontano, la polvere, composta da particelle molto fini e leggere, può essere portata a parecchi km di quota, e quindi trasportata anche molto lontano, a migliaia di km.

E' quanto accade quando da noi "piove giallo": il vento del deserto porta con sé delle tracce di sabbia, per cui, alzandosi, si trovano le automobili parcheggiate all' esterno tutte sporche di polvere gialla.

7. Sale

Lo spray generato dal vento che soffia sul mare porta in quota particelle di sale, per sua natura fortemente igroscopico. Il vapore acqueo contenuto nell' aria viene allora fortemente richiamato da queste particelle, e mostra una notevole attitudine a condensarsi sotto forma di goccioline d' acqua anche prima che venga raggiunto il 100% di umidità relativa (è stata osservata della condensazione con umidità relativa del 70%!).

A parità di concentrazione, le particelle di sale sono molto più efficaci delle particelle di fumo per generare della foschia, che assume un aspetto biancastro, quasi lattiginoso.

METEOROLOGIA (9)

Masse d' aria e fronti

Quando una massa d' aria staziona per lungo tempo su una certa zona, finisce con l' assumerne le caratteristiche, le quali - data la lentezza con cui l' aria tende a modificare i propri parametri - finiscono con il caratterizzare in modo persistente il suo comportamento, anche durante gli spostamenti.

Le regioni dove si formano masse ingenti di aria sensibilmente omogenea son dette **regioni sorgente**. Quali esempi tipici di regione sorgente possiamo citare l' anticiclone delle Azzorre, legato all' aria che - d' estate - porta caldo e siccità nelle nostre regioni, la depressione dell' Islanda, che ci invia aria fredda (anche se temperata dalla Corrente del Golfo) e umida, l' anticiclone siberiano, tipicamente invernale, capace di convogliare sulle nostre regioni aria molto fredda e secca.

Ripetendo la metodologia seguita finora, anche nel caso dello studio delle masse d' aria si inizia con l' elaborazione di una **classificazione**. Ed anche in questo caso appare necessario tener conto di vari parametri, essendo molteplici i punti di vista sotto cui una massa d' aria può essere osservata.

In primo luogo, è la latitudine della regione sorgente (e, con essa, il primo parametro che ne risulta influenzato: la temperatura) a proporsi all' attenzione degli osservatori.

Si parlerà allora, in ordine crescente della latitudine, di:

- a) aria equatoriale**
- b) aria tropicale**
- c) aria polare**
- d) aria artica (o antartica)**

Mentre i caratteri di b) e c) sono nettamente distinguibili, è spesso difficile da osservare la linea di separazione tra a) e b), essendo queste due masse d' aria "poco differenti" fra loro; viceversa, le masse c) e d) possono mostrare un distinzione anche molto netta, soprattutto con riferimento al contenuto di umidità dell' aria. L' aria artica è infatti molto fredda e molto secca, mentre l' aria polare, se attraversa distese oceaniche, può essere quasi altrettanto fredda, ma contenere molta umidità.

Ecco imporsi, allora, un altro parametro, che differenzia le masse d' aria a seconda del loro contenuto di vapore: *la qualità della superficie su cui la massa si forma.*

Si parlerà quindi di **masse d' aria marittime** e di **masse d' aria continentali.**

Un altro fattore di notevole rilevanza sia teorica che pratica, non sempre “evidente” all' osservazione del neofita, è *il confronto* fra la temperatura della massa d' aria e la temperatura del terreno su cui la massa d' aria si porta; si parlerà allora di **aria calda (Warm)**, se si porta su terreno più freddo, o di **aria fredda (Kalt o Cold)**, se si porta su terreno più caldo.

Questo significa che aria a -20° C che si porti su terreno a -30° C è classificata come “aria calda”, mentre aria a +40° C che si porti su terreno a +45° C è classificata come “aria fredda”.

Riassumendo, un esempio di classificazione delle masse d' aria può presentarsi come segue:

KTm	Aria tropicale marittima fredda
KTc	Aria tropicale continentale fredda
KPm	Aria polare marittima fredda
KPc	Aria polare continentale fredda

WTm	Aria tropicale marittima calda
WTC	Aria tropicale continentale calda
WPm	Aria polare marittima calda
WPC	Aria polare continentale calda

In linea generale, è possibile dire che ***l' aria fredda che si porta su terreno caldo*** tende a scaldarsi dal basso; ne nascono dei moti convettivi, il cui effetto è quello di diluire gli inquinanti del suolo, per cui si osserva subito un orizzonte più pulito e si respira un' aria migliore. Contemporaneamente, però, i moti verticali dell' aria portano umidità in quota; poiché nel movimento la temperatura diminuisce, si può raggiungere la saturazione, con conseguente formazione di nubi di tipo cumuliforme. Il contenuto di umidità e la differenza di temperatura della bolla che sale rispetto all' ambiente decidono a questo punto come si sviluppa il fenomeno: se il contenuto di umidità non è eccessivo o la differenza di temperatura è piccola, abbiamo i *cumuli di bel tempo*, cioè quei batuffoli bianchi che vediamo d' estate, al pomeriggio, sulle colline del Carso; se invece l' umidità è forte ed altrettanto sensibile è la differenza di temperatura, si innesca una specie di <effetto camino>, le correnti ascendenti arrivano alla tropopausa, e le nubi prodotte iniziano a svilupparsi in orizzontale: è il *cumulo-nembo*, la nube portatrice di grandine e temporali. Regola empirica per apprezzare quando si passa dal <cumulo> al <cumulo-nembo> è ascoltare la radio in modulazione di ampiezza: quando arrivano i tipici rumori di fondo dovuti all' attività elettrica nella nube, siamo in presenza di cumulo-nembo. Dal punto di vista dell' aspetto, il cumulo-nembo ha in più l' aspetto di un incudine, e questo a causa del fatto che la tropopausa si comporta, a causa della sua stabilità, come un soffitto quasi insuperabile.

Il viceversa accade nel caso di ***aria calda che si porta su terreno freddo***. I moti convettivi si smorzano, per cui sono favoriti i ristagni di smog, l' orizzonte si sporca, se ci sono le nubi, queste sono stratiformi, se piove, si tratta di pioggia debole ma persistente. E' favorita la formazione della nebbia..

I livelli di intensità dei fenomeni descritti dipendono dal contenuto di umidità dell' aria; con le sue calorie latenti di condensazione, il vapore acqueo agisce infatti come il "combustibile" del fenomeno meteorologico, per cui più l' aria è umida, più intensi possono essere i fenomeni.

Nella descrizione fatta fino a questo punto si è del tutto trascurato un altro fenomeno: ***masse d' aria di caratteristiche diverse possono venire in collisione.***

Cosa accade?

Innanzitutto, le due masse d' aria **non mostrano alcuna tendenza a mescolarsi**, ma tendono piuttosto a mantenere ben distinte le loro caratteristiche peculiari. Esiste ovviamente *una zona di transizione*, ma questa è tanto poco profonda da poter essere considerata, da parte dei meteorologi, come una vera e propria *superficie di separazione*.

Su questa superficie avvengono ingenti fenomeni; poiché il fenomeno è stato studiato nel periodo della prima guerra mondiale, come potevano chiamare questa superficie se non **superficie frontale**?

Per ovvia estensione, la linea secondo cui la superficie frontale incontra il suolo prende il nome di **fronte**.

I problemi che i meteorologi sono stati chiamati a risolvere sono allora i seguenti: ***quale è l' evoluzione di una⁵¹ superficie frontale? come possono essere classificati i fronti? Quale tempo è associato ai fronti?***

METEOROLOGIA (10)

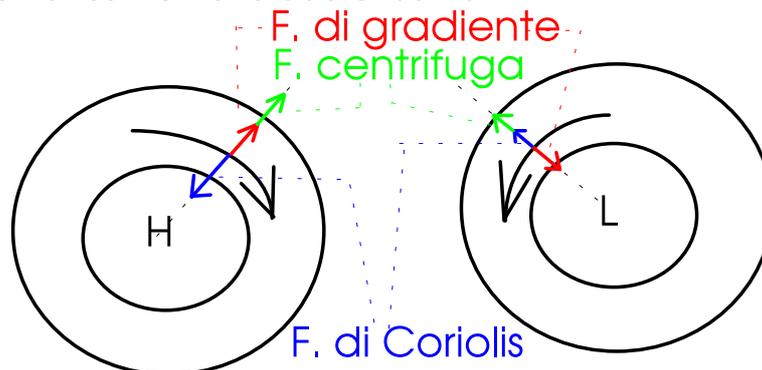
Circolazione generale dell' atmosfera

Facciamo, prima di entrare nel merito del problema, una ricognizione fra le forze che operano per mantenere l' equilibrio in un' alta o in una bassa pressione (attrito escluso).

Sappiamo già che queste forze sono:

- la **forza di gradiente**, perpendicolare alle isobare ed orientata dall' alta verso la bassa pressione
- la **forza di Coriolis**, diretta - nell' emisfero Nord - sempre a destra del moto. Questa forza è nulla all' equatore, e massima ai Poli
- la **forza centrifuga**, presente solo quando la traiettoria delle particelle d' aria è curva; è sempre orientata verso l' esterno della traiettoria

Tracciamo schematicamente le due situazioni:



Nella alta pressione, è la forza di Coriolis che - da sola - deve bilanciare sia la forza di gradiente che quella centrifuga.

Nella bassa pressione, invece, la forza di Coriolis trova invece un alleato nella forza centrifuga per controbilanciare la forza di gradiente.

A parità di latitudine e di gradiente, c' è quindi da aspettarsi vento più forte nella alta pressione che nella bassa: apparentemente un assurdo, secondo l' esperienza di ciascuno di noi.

Siamo infatti abituati ad associare vento forte alla bassa, non all' alta pressione.

La ragione è solo una: *i gradienti nelle basse pressioni possono essere tanto elevati quanto vogliono, possono raggiungere cioè anche valori estremi, tipici dei disastri meteorologici. Nelle alte pressioni invece, giunto il gradiente ad un certo limite, il sistema non riesce a trovare l' equilibrio, e quindi si sfalda.*

Tuttavia, quando si ha a che fare con le alte pressioni di separazione delle aree di bassa pressione extra-tropicali, i gradienti fra le due zone possono

risultare confrontabili, ed allora effettivamente si osserva la maggiore velocità richiesta al vento nell' alta pressione per trovare le proprie condizioni di equilibrio.

Questa lunga divagazione è stata fatta con un unico scopo: permettere anche al non specialista di arrivare alla conclusione fondamentale che segue:

poiché all' equatore la forza di Coriolis sparisce, è impossibile che si formino aree di alta pressione: due forze agiscono verso l' esterno (gradiente e centrifuga), nessuna forza agisce verso l' interno, per cui ogni equilibrio diverso dalla quiete appare essere impossibile.

Si capisce allora come mai la linea dell' equatore sia una linea di basse pressioni.

Come in tutte le aree di bassa pressione, il moto verticale dell' atmosfera è diretto verso l' alto; per tale ragione la zona è caratterizzata da copertura nuvolosa, forte piovosità, e corrisponde alle zone delle foreste equatoriali (quelle che stiamo accuratamente distruggendo proprio adesso, per intenderci).

L' aria della bassa pressione equatoriale sale in quota fino alla tropopausa, per poi aprirsi verso Nord e verso Sud, generando due correnti, dette **contro-alisei**. Allontanandosi dall' equatore, la forza di Coriolis obbliga il vento a deviare verso Est, fino a raggiungere la direzione per parallelo: siamo a latitudine dei tropici. L' accumulo dell' aria in queste latitudini provoca la nascita di aree stabili di alta pressione, come il nostro ben conosciuto Anticiclone delle Azzorre.

In corrispondenza della zona di convergenza dell' aria si trova il primo esempio delle correnti di vento in quota, aventi velocità anche molto elevata, dette **jet stream, correnti a getto**, e scoperte dagli aviatori USA durante i loro viaggi per andare a bombardare il Giappone.

Al suolo, l' aria che viene spinta dall' alta pressione dei tropici verso l' equatore viene deviata verso West, e caratterizza quelle correnti di vento che conosciamo con il nome di **alisei**.

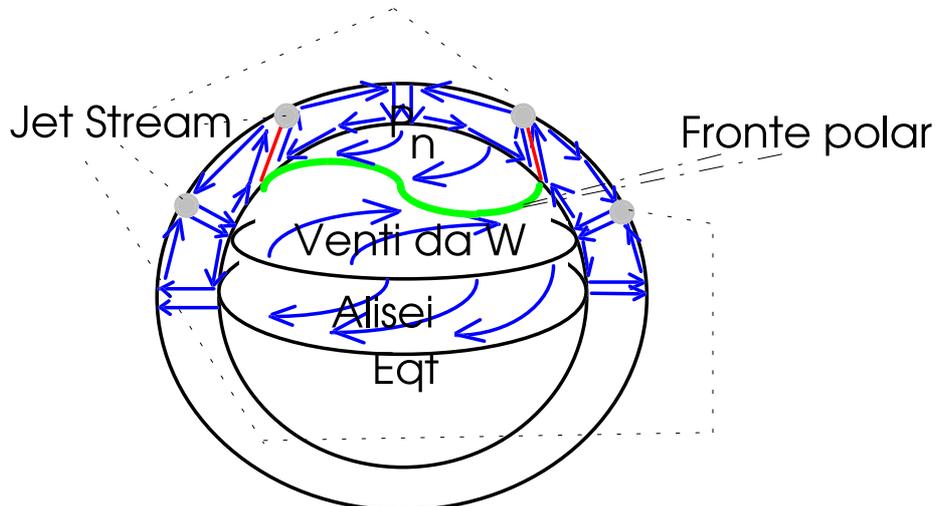
Una parte dell' aria che scende lentamente verso il suolo (**subsidenza**) nelle aree di alta pressione tropicale devia verso l' equatore (Alisei), ma altra aria devia verso Nord, subisce la deviazione verso Est, e genera i venti da W che interessano le nostre regioni.

Alle altre estremità: i Poli, troviamo invece alta pressione, dovuta alla temperatura della zona, che rende l' aria molto densa, e quindi pesante.

Da queste zone l' aria "scende" in latitudine, viene deviata verso W (il processo ricorda la formazione degli alisei!); il processo continua fino a che l' aria fredda di

origine polare - che scende in latitudine - non si scontra con l'aria calda proveniente dai tropici - e che quindi sale in latitudine, andando incontro all'aria fredda.

Ne nasce un fronte: **il fronte polare**, le cui ondulazioni generano i sistemi frontali che ci interessano direttamente.



La superficie di separazione fra l'aria di origine tropicale e l'aria di origine polare rappresenta la superficie frontale, la cui traccia ondulata sulla Terra costituisce il fronte polare.

In corrispondenza dell'incontro del fronte polare con la ionosfera troviamo un jet-stream, come sulla zona di convergenza sui tropici.

Dal punto di vista energetico, la circolazione generale dell'aria altro non è che un interessantissimo meccanismo di scambio di energia fra le zone tropicali e quelle polari.

Se la Terra non ruotasse su se stessa, avremmo uno scambio diretto fra i due estremi. Poiché la Terra gira, nascono le deviazioni legate a questo moto, la circolazione si interrompe, e si formano delle cellule di circolazione, che tuttavia trovano il modo per creare degli scambi reciproci di masse d'aria e delle rispettive proprietà.

Da questo punto di vista, le regioni delle alte pressioni tropicali si comportano come zone di scambio continuo di energia fra latitudini tropicali e latitudini medie.

La linea del fronte, si comporta invece come una linea di scambio discontinuo; ad ogni area di bassa pressione che si genera alle latitudini medie corrisponde un processo di aggiramento e cattura di ingenti masse di aria calda da parte dell'aria fredda.

Comunque questo scambio avvenga, una sola fatto continua a perpetuarsi senza eccezioni: *il flusso di energia calorifica che, partendo dall'equatore si propaga fino ai Poli, apporta un effetto benefico diffuso a tutta la Terra.*

Data la portata planetaria di questi fenomeni, e la delicatezza dell' equilibrio dinamico che li regola, appare decisamente *poco saggio* il continuare imperterriti nell' opera di distruzione dell' ambiente, come stiamo facendo, nonostante che tutte le fonti scientifiche concordino - pur nelle immancabili diversità di interpretazione - nel richiamare l' attenzione dei responsabili sulle conseguenze indotte da questo comportamento.

Se questo ciclo di incontri è riuscito a contribuire, pur nei suoi limiti evidenti, a far prendere coscienza del fatto che noi *siamo* Natura, e non solo "*utenti*" della Natura con diritto di rapina, esso ha raggiunto il suo scopo: proporre la necessità di non chiudere gli occhi, proporre la necessità di continuare a studiare, ed applicare i risultati della ricerca al fine di creare i presupposti perchè questa vecchia Terra continui ad essere ospitale, non solo per noi, ma anche per i nostri figli e nipoti, i quali in fondo hanno il diritto di ambire ad un ambiente confortevole, dove si possa ancora sentire un uccellino cantare, libero, dove si possa progettare una vita più umana di quello che è possibile fare oggi.