

I MOTI DELL'ARIA: IL VENTO

Origine del fenomeno

I venti sono provocati dagli spostamenti delle masse d'aria. Questi spostamenti sono diretta conseguenza del processo di insolazione e, a parità di condizioni di insolazione, dalla diversa risposta termica da parte di suoli aventi differenti caratteristiche. Queste condizioni portano infatti alla formazione di zone di alta e bassa pressione e, quindi, ad un processo di spostamento delle masse di aria finalizzato al livellamento dei valori di pressione (atmosfera barotropica).

Lo spostamento, che in base alla legge del gradiente barico orizzontale, avviene dai nuclei di alta pressione verso i centri depressionari, ha anche lo scopo di consentire degli scambi energetici. Non a caso i venti sono identificabili come la causa principale della formazione delle perturbazioni, oltre che i principali mezzi di trasporto delle nubi e dei fronti.

Le caratteristiche tipiche del vento sono:

- Direzione di provenienza (°)
- Intensità (m/s, nodi)

La misura dei parametri identificativi del vento si effettua per mezzo dell'anemoscopio o della banderuola, che consente la determinazione della direzione di provenienza e tramite l'anemometro o che invece ne misura l'intensità. A livello di conversioni: per passare da m/s a km/h è sufficiente moltiplicare per 3,60. Per passare da m/s a nodi occorre moltiplicare per 1,94.



Fig. 1 Misura del vento.

Forza di gradiente

Alla luce di quanto fin qui esposto, si può pertanto definire il vento come una variazione orizzontale della pressione. Questo concetto richiama in gioco una grandezza definita a suo tempo: la forza di gradiente.

La Forza di Gradiente è una grandezza di fondamentale importanza in quanto è la causa innescante lo spostamento della massa di aria, è cioè la grandezza che definisce vento. In sostanza senza la forza di gradiente non c'è il vento (salvo eccezioni, ma ce ne occuperemo più avanti).

Vediamo come si definisce; si parte dalla definizione di gradiente barico come rapporto tra una pressione ed una distanza:

$$\mathbf{G} = - \Delta P / \Delta n$$

Si noti che essendo un vettore, il gradiente barico resta individuato dai seguenti parametri:

1. Direzione: ortogonale alle isobare
2. Verso: dall'alta alla bassa pressione (*segno "meno" nella definizione di gradiente*)
3. Modulo: $|\Delta p / \Delta n|$

$$G = P/L = (F/S)/L = F/V$$

dividendo per ρ (la densità) si ottiene che:

$$G/\rho = F/(\rho V)$$

d'altra parte, il prodotto $\rho V = m$ e pertanto risulta che:

$$G/\rho = F/m = F_G$$

$$\mathbf{F}_G = (\mathbf{1}/\rho) \mathbf{G}$$

Il gradiente barico orizzontale definisce pertanto la forza di gradiente la quale, a sua volta, esprime una forza per unità di massa. Si può poi osservare, a rigore, che la forza di gradiente ha le dimensioni di un'accelerazione (essendo nella penultima relazione che $F_G = F/m$). Essa esprime pertanto la forza di vento agente su 1kg_m di aria.

In base alla Legge di Newton ($F = ma$), in assenza di altri fattori, il vento dovrebbe perciò scorrere in direzione ortogonale alle isobare, esattamente come la forza di gradiente che lo genera.

Riprendendo le considerazioni fatte in merito al gradiente si può infine osservare che i venti più intensi si registrano nelle depressioni, laddove il gradiente barico è più intenso (si possono avere valori compresi tra 1 e 3hPa ogni 60m) e non negli anticicloni, dove il gradiente barico è generalmente modesto (su direzioni orizzontali dell'ordine delle centinaia di km, la pressione può cambiare di 10hPa).

Vale la pena infine di ricordare il fatto che in ogni caso le variazioni verticali della pressione sono molto più intense di quelle orizzontali: in 10 km, corrispondenti all'altezza media della troposfera, la pressione varia di circa 1000hPa.

Consideriamo ora la situazione riportata in figura 3. Appare evidente che in B avrò una pressione maggiore rispetto ad A essendo che devo considerare la colonna di aria di altezza Δz .

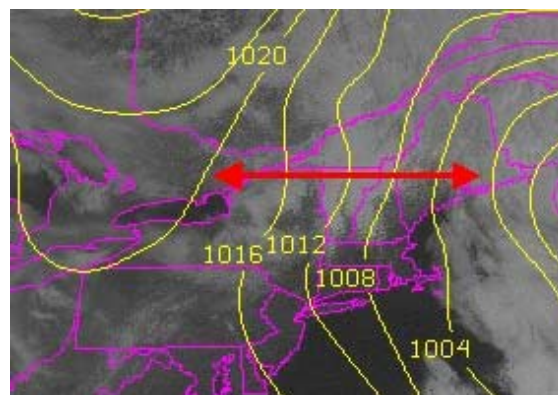


Fig. 2 Variazione orizzontale della pressione.

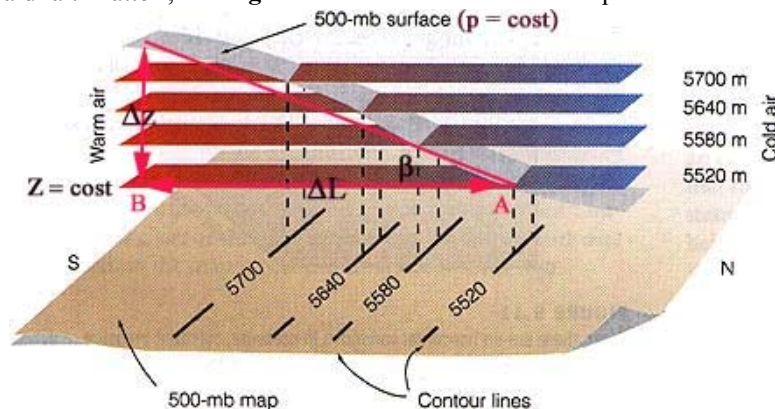


Fig. 3 Forza di Gradiente.

I MOTI DELL'ARIA: IL VENTO

Potrò pertanto scrivere che:

$$\Delta p = |\text{peso della colonna di base unitarie ed altezza } \Delta z|$$

$$\Delta p = F/S = m g / l \quad (\text{si ricordi che ho scelto la superficie "unitaria"})$$

$$\Delta p = \rho \Delta z g$$

d'altra parte so anche che:

$$F_g = G/\rho = |\Delta p/\Delta L|/\rho$$

$$F_g = (\rho \Delta z g/\Delta L)/\rho$$

si ottiene perciò:

$$F_g = g (\Delta z/\Delta L)$$

dalla figura 3 si vede pure che:

$$\text{tg}\beta = \Delta z/\Delta L$$

il che ci permette di concludere che:

$$\boxed{F_g = g \text{tg}\beta}$$

Si osservi che la relazione ora ricavata è:

1. indipendente dalla pressione
2. funzione della pendenza delle isobare
3. se conosco la forza di gradiente posso determinare anche la pendenza dell'isobara e viceversa.

Forze deviatrici del vento

A causa di differenti fattori, che cercheremo di analizzare nel dettaglio, il vento non scorre praticamente mai ortogonalmente alle isobare.

Subentrano infatti delle cause deviatrici che sono identificabili attraverso le seguenti forze:

1. Forza di Coriolis
2. Forza Centrifuga
3. Forza di Attrito

Forza di Coriolis

È una forza fittizia dovuta alla rotazione della Terra ed agisce in modo tale da modificare la direzione dell'oggetto, senza intervenire sulla sua velocità.

Vediamo di elencarne le caratteristiche, prima di andare a ricavarla:

- L'effetto si manifesta solo sugli oggetti che non sono rigidamente collegati ad essa (come per esempio le particelle di aria componenti un vento, ma anche un missile, una corrente marina, ecc.)
- l'effetto è quello di deviare l'oggetto verso destra, nell'emisfero Boreale e verso sinistra in quello Australe
- la sua intensità è nulla all'equatore e massima ai poli
- l'intensità dipende dalla velocità angolare della Terra
- l'intensità dipende in modo direttamente proporzionale dalla velocità dell'oggetto, per cui non agisce su oggetti fermi
- l'effetto dipende anche dalla distanza percorsa dall'oggetto.

Supponiamo ora di avere una situazione del tipo rappresentato nella figura 5 e supponiamo che ad un certo istante dal centro "O" venga lanciato un oggetto con moto rettilineo uniforme.

L'osservatore A, solidale al sistema in rotazione con velocità angolare (ω), vedrà l'oggetto venirgli incontro. Ne dedurrà che l'oggetto si muove di moto curvilineo. Non essendo infatti cosciente del suo stato di moto, attribuirà all'oggetto lanciato da O sia il moto rettilineo che quello rotatorio.

L'osservatore B, esterno, vedrà invece l'oggetto lanciato da O muoversi con moto rettilineo ed uniforme. ($\mathbf{a} = 0$; $\mathbf{F} = 0$).

L'esempio ora descritto può essere risolto anche analiticamente. Infatti, definito con Δt_{OK} il tempo impiegato dall'oggetto per spostarsi dal centro alla periferia e con

$$\alpha = \omega \Delta t_{OK}$$

l'angolo di rotazione nel tempo Δt_{OK} , si scopre che, essendo:

$$\alpha = s/r$$

$$\downarrow$$

$$s = \alpha r$$

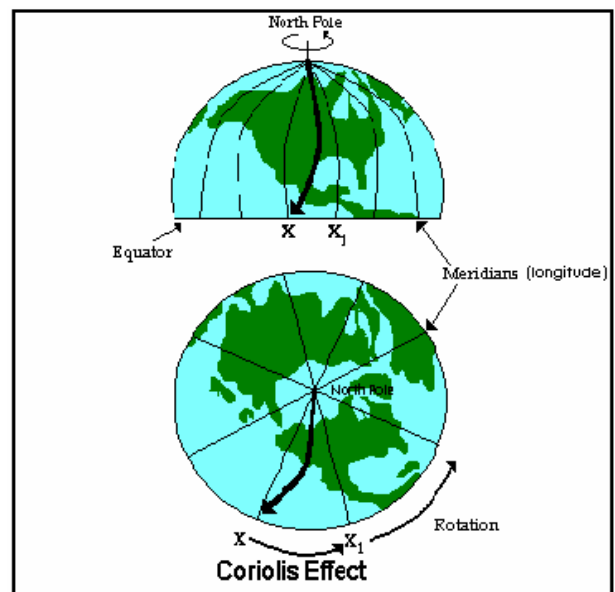


Fig. 4 Effetto della Forza di Coriolis nell'emisfero Nord.

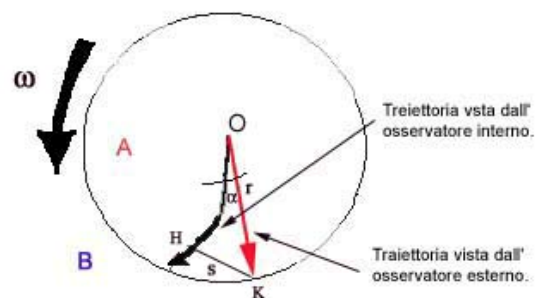


Fig. 5 Determinazione della Forza di Coriolis.

I MOTI DELL'ARIA: IL VENTO

$$s = \omega \Delta t_{OK} r$$

$$s = \omega r \Delta t_{OK}$$

$$s = \omega v \Delta t_{OK}^2 / 2$$

$$s = 1/2 (2\omega v \Delta t_{OK}^2)$$

Confrontando questa espressione con quella del moto uniformemente accelerato ($s=at^2/2$), si scopre che la forma matematica è la medesima.

Se ne deduce che pertanto deve essere:

$$a_c = 2 \omega v$$

relazione che va a definire l'accelerazione di Coriolis per l'esempio considerato.

Spostiamoci sulla Terra. E' evidente che l'osservatore B non esiste, pertanto ho che esiste solo ciò che vede A. Si parla allora di forze Fittizie.

La Terra ruota su sé stessa con velocità angolare (ω). Per ogni punto sulla Terra è possibile individuare un piano orizzontale ed un piano verticale. L'effetto della rotazione terrestre si identifica rispettivamente nel moto in altezza degli astri e nel moto in azimut. Dal punto di vista analitico essi corrispondono rispettivamente a: $\omega \cos \varphi$ e $\omega \sin \varphi$, evidenziando, fra l'altro, una dipendenza del moto dalla latitudine dell'osservatore.

Si va così a definire l'accelerazione di Coriolis come:

$$a_{Co} = 2 \omega v \sin \varphi$$

Riassumendo, l'accelerazione, o forza (se riferita a massa unitaria), di Coriolis presenta le seguenti caratteristiche:

- dipende dalla latitudine
- devia verso destra nell'emisfero nord, verso sinistra in quello sud
- ha direzione ortogonale al vettore velocità (v)
- ha modulo pari a $2\omega v$

Vento Geostrofico

Il vento Geostrofico è un vento che non esiste nella realtà, ma rappresenta un metodo per determinare la velocità del vento in modo approssimato. In particolare è richiesto che siano soddisfatte le seguenti condizioni:

1. è parallelo alle isobare
2. le isobare sono rettilinee e parallele fra loro
3. le isobare sono equidistanti
4. si trascura l'effetto dell'attrito (il che è come dire che la stima vale per il vento in quota, nella libera atmosfera).

A causa della forza di pressione, o meglio, della forza di gradiente, la particella di aria comincia a dirigersi dall'alta verso la bassa pressione. A causa della forza di Coriolis essa comincia a deviare (verso destra nell'emisfero nord, verso sinistra in quello sud), fino a che non viene raggiunto l'equilibrio. Da questo punto il vento scorre parallelamente alle isobare.

Dal punto di vista analitico tale situazione si riassume velocemente prendendo in considerazione le grandezze in gioco e cioè la forza di gradiente ($F_G = (1/\rho) G$) e quella di Coriolis ($F_{Co} = 2 \omega v \sin \varphi$) ed imponendo la condizione di equilibrio.

$$F_G = F_{Co}$$

$$(1/\rho) G = 2 \omega v \sin \varphi$$

$$\downarrow$$

$$Vg = (G/\rho)/2 \omega \sin \varphi$$

Si osservi che la dipendenza dalla latitudine mi dice che piccoli gradienti possono scatenare fenomeni violenti.

In conclusione possiamo affermare che:

1. il vento geostrofico esprime, di norma, una stima in eccesso del vento
2. nella realtà non potrà essere parallelo alle isobare in quanto ci sono gli effetti determinati dall'attrito. Tale configurazione potrà eventualmente essere possibile in quota.
3. se il vento scorresse effettivamente parallelamente alle isobare, allora non permetterebbe mai la compensazione da alta a bassa pressione.

Prima di concludere, vale la pena introdurre la Regola di Buys Ballot. In sostanza, ponendomi con il vento alle spalle, avrò che la bassa pressione si troverà davanti a sinistra, e l'alta pressione dietro a destra. Quindi, in vista del maltempo, conviene andare verso destra per allontanarsi dall'area di bassa pressione.

Forza di Centrifuga

Vale la pena richiamare il concetto di forza centrifuga con il più classico degli esempi. Si pensi al caso di una sfera collegata con un filo inestensibile e fatta ruotare di moto circolare.

La forza necessaria per mantenere il moto rotatorio è detta forza centripeta ed è diretta verso l'asse di rotazione. La forza che invece mantiene teso il filo e che è opposta alla forza centripeta, si chiama forza centrifuga. Essa resta definita a partire dalla seguente relazione:

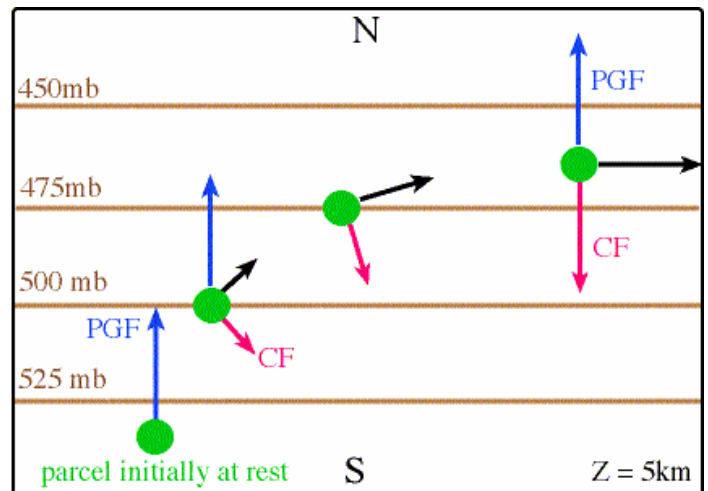


Fig. 6 Vento Geostrofico.

I MOTI DELL'ARIA: IL VENTO

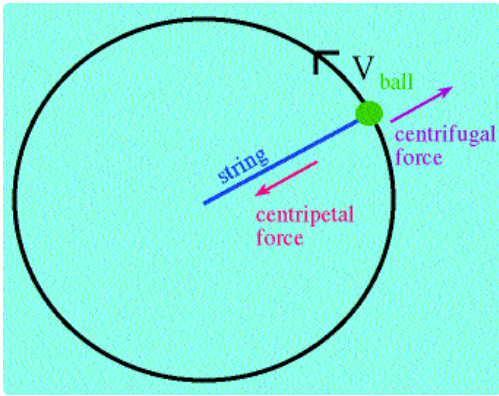


Fig. 7 Forza centrifuga e centripeta.

$$F_c = v^2/R$$

Poiché si sa che:

$$v = \omega R$$

se ne deduce che:

$$F_c = \omega^2 R$$

Nel caso dei venti questa forza entra in gioco quando le isobare non sono rettilinee, ma presentano un andamento curvilineo più o meno accentuato.

Si pensi per esempio ad un centro depressionario dove le isobare sono chiuse e fitte, oppure ad un anticiclone, caratterizzato pure esso da isobare chiuse, ma più spaziate. Nel primo caso, supposto di essere nell'emisfero nord, l'aria è entrante e circola in senso antiorario, mentre nel secondo caso l'aria è uscente e circola in senso orario (si ricordi che nell'emisfero sud cambia solo il verso di circolazione dell'aria).

Vento di Gradiente o di riferimento

Il vento di gradiente, o di riferimento, è un vento che va ad integrare il vento geostrofico in quanto tiene conto di due aspetti in più che solitamente sono presenti:

1. curvatura delle isobare
2. presenza della forza centrifuga

Appare chiaro che per una trattazione completa sarà necessario andare ad analizzare separatamente il caso nell'alta pressione ed il caso nella bassa pressione. Per comodità supporremo di essere nell'emisfero Boreale e tratteremo i due casi parallelamente.

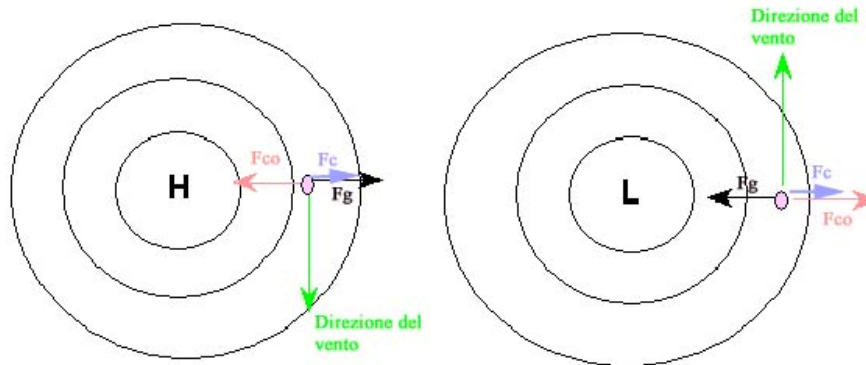


Fig. 8 Vento di Gradiente nell'alta e nella bassa pressione (Emisfero Nord).

Bassa Pressione: dalla figura 8 si vede subito che, per l'equilibrio delle forze, deve essere:

$$F_G = F_{C_0} + F_C$$

Si può pertanto pensare che la forza centrifuga aiuti la forza di Coriolis per compensare la forza di gradiente. Inoltre si può ipotizzare, che in una bassa pressione il vento è minore di quello geostrofico.

A questo punto si tratta di sostituire nell'espressione i valori rispettivi ed ordinare per grado. Si va ad ottenere un'equazione di secondo grado (una parabola):

$$v^2 + 2\omega R \sin \varphi v - (R/\rho)G = 0$$

Dallo studio del discriminante ($\Delta=b^2-4ac$), si ricava che esso vale:

$$\Delta = 4\omega^2 R^2 \sin^2 \varphi + 4 (R/\rho)|G|$$

pertanto si ha che:

$$\Delta > 0 \text{ sempre}$$

questo significa che ho due soluzioni, ma solo una delle due ha significato fisico (la soluzione negativa non si considera).

Alta Pressione: dalla figura 8 si vede subito che, per l'equilibrio delle forze, deve essere:

$$F_G = F_{C_0} - F_C$$

Si può osservare che la forza centrifuga indebolisce la forza di Coriolis. In una alta pressione la stima con il vento geostrofico è sovrabbondante rispetto al valore del vento reale. La cosa è però di interesse secondario, visto e considerato che i venti nelle alte pressioni sono quasi sempre deboli.

A questo punto si tratta di sostituire nell'espressione i valori rispettivi ed ordinare per grado. Si va ad ottenere che:

$$v^2 - 2\omega R \sin \varphi v + (R/\rho)G = 0$$

a questo punto prima di risolvere, calcolo il discriminante ($\Delta=b^2-4ac$) e valuto la situazione:

$$\Delta = 4\omega^2 R^2 \sin^2 \varphi - 4 (R/\rho)|G|$$

da cui scopro che:

$$\Delta \geq 0 \Leftrightarrow |G| \leq \rho \omega^2 R \sin^2 \varphi$$

In sostanza mi trovo di fronte ad un problema avente due soluzioni reali, entrambe con significato fisico. Ora, il 99,9% dei casi

I MOTI DELL'ARIA: IL VENTO

è rappresentato dalla soluzione minore, detta soluzione stabile, mentre nel restante 0,1% dei casi cade la soluzione instabile, cioè la soluzione che può manifestarsi solo in particolari circostanze, come per esempio nelle gole di una catena montuosa. Si osservi ancora che se:

$$\varphi = 0 \Rightarrow |G| = 0$$

che implica che non posso avere alte pressioni all'equatore. Inoltre se:

$$G = 0$$

si parla di vento di inerzia.

Vento Ciclostrofico

Qualora la latitudine sia prossima a zero, oppure la forza di Coriolis sia trascurabile, ovvero molto inferiore alla forza centrifuga, si ha che si può scrivere che:

$$\mathbf{F}_G = \mathbf{F}_c$$

e calcolare il vento ciclostrofico:

$$v^2/R - G/\rho = 0$$

↓

$$v = \pm[(R/\rho)G]^{1/2}$$

appare chiaro che la soluzione con il segno meno viene automaticamente scartata essendo priva di significato fisico (esiste il vento negativo?).

Il regime ciclostrofico si manifesta nelle regioni tropicali, nelle trombe d'aria e nei tornado e dà sempre luogo a fenomeni distruttivi.

Vento Termico

Il vento termico è definito come la differenza vettoriale tra il vento geostrofico ad una quota e quello ad una quota inferiore.

$$\mathbf{V}_{sup} = \mathbf{V}_{inf} + \mathbf{V}_{termico}$$

In sostanza c'è una certa dipendenza dalla pendenza della superficie isobarica ($\Delta P/\Delta n$) già vista in precedenza. Si ricava così una relazione del tutto analoga a quella del vento geostrofico:

$$\mathbf{V}_{termico} = \mathbf{g} (\Delta z/\Delta n)/2\omega \sin \varphi$$

Dalla figura 9 si vede che le colonne C₁ e C₂ hanno lo stesso peso (500hPa), ma due volumi differenti.

In particolare:

C₁ → ha minor volume → maggior densità → minor temperatura

C₂ → maggior volume → minor densità → maggior temperatura

Infatti (si ricordi che PV=nRT):

$$V_1 < V_2 \quad (V \propto 1/\rho)$$

↓

$$\rho_1 < \rho_2 \quad (\rho \propto 1/T \Rightarrow T \propto V)$$

↓

$$T_1 < T_2$$

In definitiva allorché in C₂ avrò una temperatura superiore rispetto a C₁, ne scaturirà una pendenza. Ne segue che (analoga alla precedente):

$$V_{500} = V_{1000} + \Delta V_{500-1000}$$

con ΔV nullo solo quando le isobare saranno parallele.

In definitiva i venti termici saranno determinati dal differente riscaldamento che comporterà che lo spessore di aria tra due superfici isobariche avrà un'altezza variabile. Unendo i punti di uguale altezza delle due superfici isobariche si hanno le curve di spessore. Lo spessore è inoltre proporzionale alla temperatura media. Si osservi infine che a partire da zero il vento lascia l'aria calda a destra e la fredda alla propria sinistra.

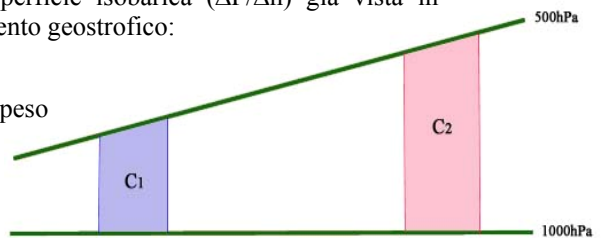


Fig. 9 Vento Termico.

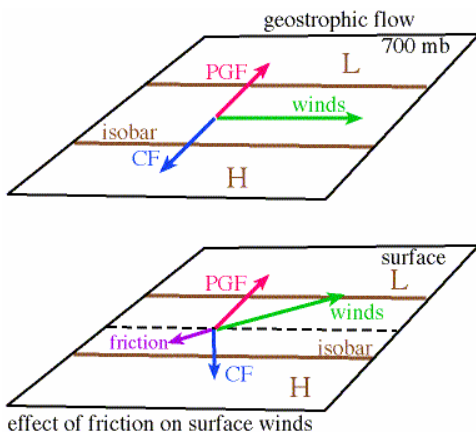


Fig. 10 Effetto determinato dall'attrito.

Effetto dovuto all'attrito

L'attrito è causa integrante del fatto che nella realtà il vento non scorre parallelamente alle isobare. L'effetto si manifesta maggiormente in prossimità del suolo con forte dipendenza dal tipo di superficie (continente/oceano) ed arriva fino a quote di circa 1500m, seguendo l'andamento della Spirale di Ekman.

L'attrito è sempre tale da opporsi alla direzione del vento ed è proporzionale alla velocità del vento secondo la:

$$\mathbf{F}_a = k \mathbf{v}$$

dove la costante k è funzione del tipo di suolo attraversato.

Ecco che, nel caso del vento Geostrofico, la condizione di equilibrio diventa:

I MOTI DELL'ARIA: IL VENTO

$$F_a + F_{Co} + F_G = 0$$

Quando si raggiunge l'equilibrio la direzione del vento forma con le isobare un angolo α , determinato dalla:

$$\begin{aligned} \operatorname{tg}\alpha &= F_a/F_{Co} \\ \operatorname{tg}\alpha &= kv/2\omega v \operatorname{sen}\varphi \\ \operatorname{tg}\alpha &= k/2\omega \operatorname{sen}\varphi \end{aligned}$$

in quest'ultima vale la pena di osservare:

1. la proporzionalità dell'attrito con la $\operatorname{tg}\alpha$
2. la dipendenza dell'angolo di attrito con la latitudine

Passando ad isobare curvilinee la traiettoria in una alta ed in una bassa sarà spirale, rispettivamente uscente ed entrante.

L'effetto della dipendenza dell'attrito in funzione del tipo di superficie attraversata può dar luogo ad interessanti fenomeni, come quello riportato in figura 11. Poiché sulla superficie del lago l'attrito è minore, se non trascurabile, il vento spirale con maggiore intensità: aumenta la forza di Coriolis e si determina una condizione di divergenza e convergenza nelle estremità opposte del lago.

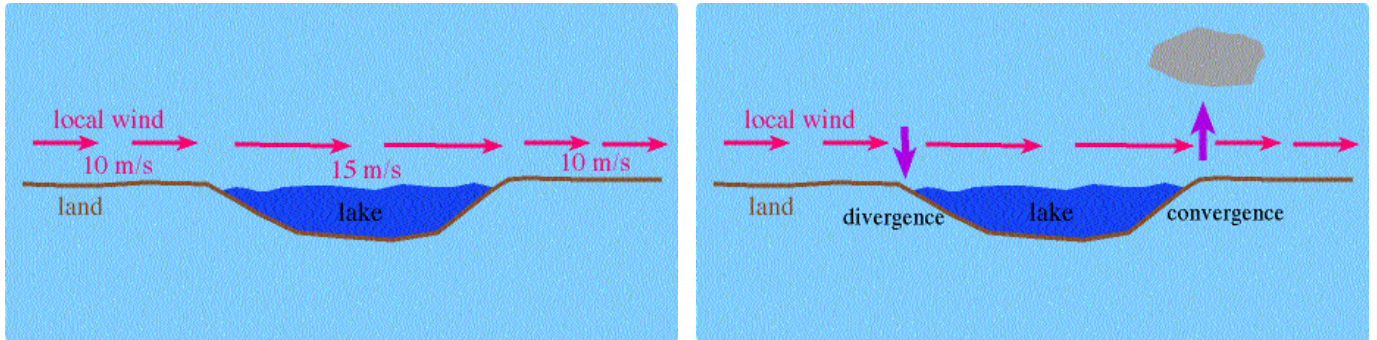


Fig. 11 Effetti determinati dall'attrito in corrispondenza dell'interfaccia terra/acqua.

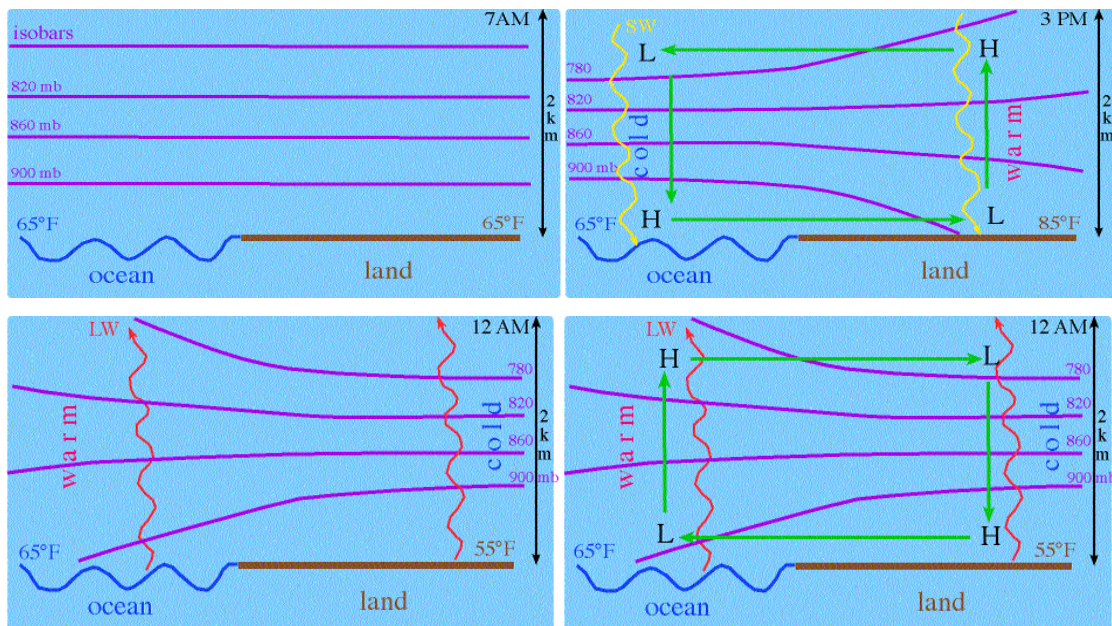
Regimi particolari di vento

I fenomeni che andremo ad analizzare sono processi che si manifestano sempre, anche se sono apprezzabili solo in assenza di altri fenomeni meteorologici e sono il risultato della circolazione termica che ha origine a causa di una diversa risposta termica da parte delle superfici che da luogo ad un gradiente termico. Solitamente questo genere di circolazioni hanno un'influenza a carattere locale.

Rientrano nei regimi particolari di vento:

- Brezza di mare e di terra (di lago, di fiume, di foresta...)
- Venti anabatici e catabatici
- Stau e Föhn
- Venti periodici: Monsoni
- Venti permanenti :Alisei e venti da ovest

Il processo della brezza di mare e di terra è facilmente intuibile osservando la sequenza in figura 12. A causa della



differente risposta termica, di giorno il continente si riscalda più velocemente del mare, definendo in questo modo un processo convettivo che richiama aria dall'oceano.

A seconda dell'estensione dell'interfaccia, il fenomeno della brezza può interessare fasce più o meno estese.

Le zone costiere interessate possono raggiungere

Fig. 12 Brezza di mare e di terra. Ma: 03702 - 05/02 - 12/02 Versione del: 11/09/07

I MOTI DELL'ARIA: IL VENTO

anche le 15-20 miglia.

Vale la pena osservare che, per quanto su scala molto più grande, sia spaziale che temporale, anche i monsoni hanno origine a partire da circostanze analoghe, come illustrato nella figura 13.

Nel caso dei monsoni, durante la stagione estiva, il continente indiano si riscalda più velocemente dell'oceano determinando il monzone estivo caldo ed umido, foriere di potenti precipitazioni (12m) nella regione dell'Himalaya. Diversamente, nella stagione invernale il continente si raffredda più velocemente dell'oceano e la circolazione si inverte.

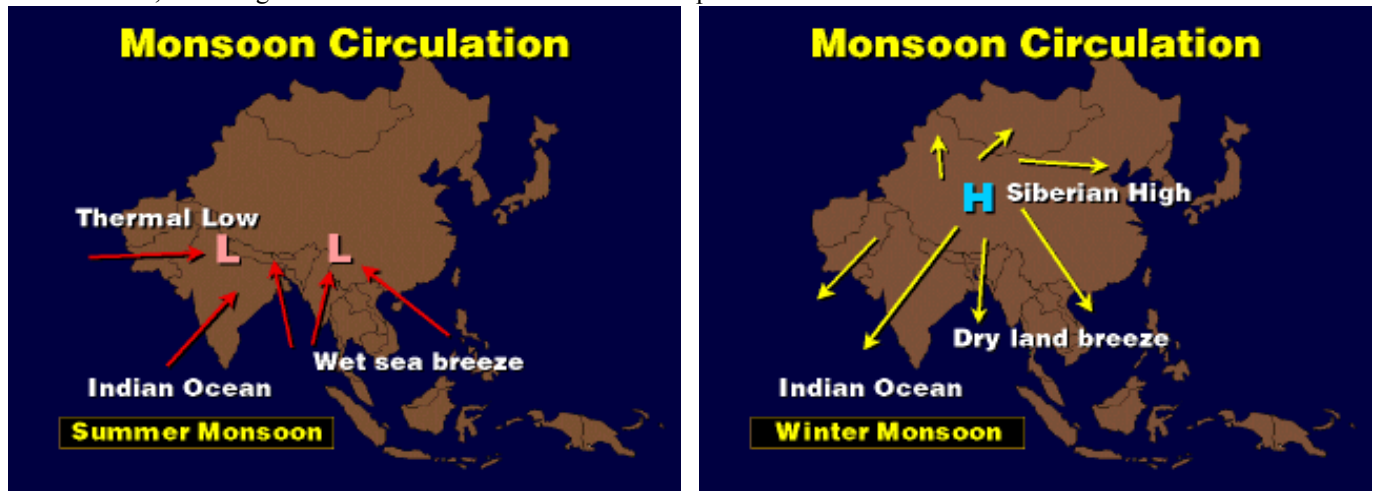


Fig. 13 Circolazione Monsonica.

Leggermente diverso è il discorso per i venti anabatici e catabatici. Di giorno l'aria che staziona a valle viene richiamata lungo il pendio per effetto del processo di riscaldamento dello stesso (vento anabatico). Nel corso della notte, invece, il fianco della montagna si raffredda e, di conseguenza, si raffredda anche l'aria immediatamente a contatto che, diventando più densa, tende a scendere a valle (vento catabatico).

Il fenomeno è illustrato in figura 14.

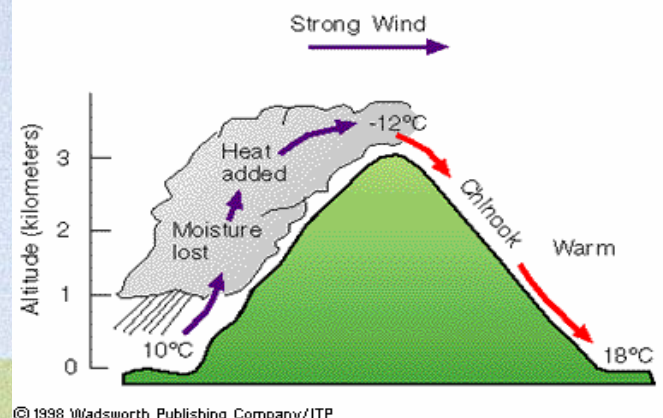
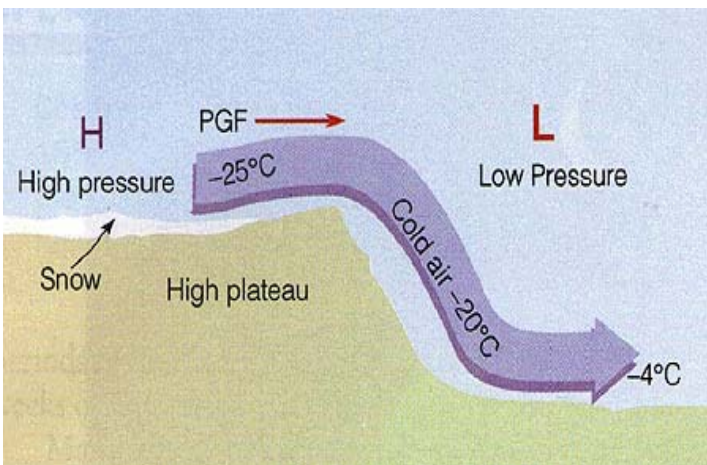
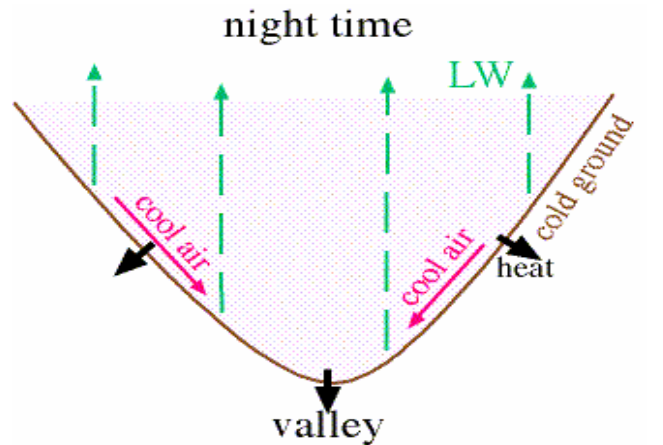
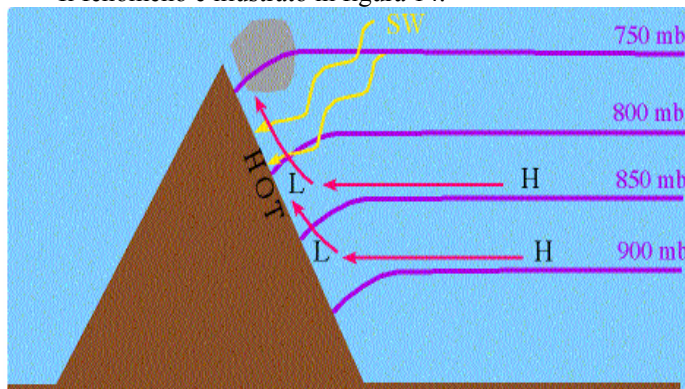


Fig. 14, 15 Regime di brezza in montagna: venti anabatici e catabatici; Staü e Föhn (o Chinook).

Un fenomeno simile, si può inoltre originare quando dell'aria raffreddatasi in quota sopra un plateau nevoso scende a valle. In questo caso l'intensità del vento può essere notevolmente superiore a quello di una normale brezza di montagna (Fig. 14).

Tra i regimi particolari di vento ci restano da trattare Staü e Föhn. In realtà questa situazione è stata già analizzata parlando di stabilità dell'atmosfera. In ogni caso si ritiene che un rapido sguardo a quanto illustrato in figura 15 dovrebbe richiamare alla memoria il fenomeno.

I MOTI DELL'ARIA: IL VENTO

I regimi di vento permanente (Alisei e regime di venti da ovest) verranno invece trattati nell'ambito della circolazione generale dell'atmosfera.

Scala Beaufort

L'uomo ha cominciato a stimare la velocità del vento in base agli effetti che esso produce sulle cose o gli oggetti che si osservano all'aria libera: alberi, bandiere, fumi ecc. Da ciò ha avuto origine la scala Beaufort (dal nome dell'ammiraglio inglese che la elaborò nel 1806). Essa è quindi una scala empirica, basata cioè su osservazioni degli effetti del vento sul mare lontano dalle coste e sulla terra osservando il movimento dei rami degli alberi.

Cifra Beaufort	Termine descrittivo	velocità del vento equivalente		sul mare
		m/s	nodi	
0	Calma	0÷0,2	1	Il mare è come uno specchio (mare d'olio)
1	Bava di vento	0,3÷1,5	1÷3	Si formano increspature che sembrano squame di pesce, ma senza alcuna cresta bianca di schiuma
2	Brezza leggera	1,6÷3,3	4÷6	Ondicelle minute, ancora corte ma ben evidenti: le loro creste hanno un aspetto vitreo ma non si rompono
3	Brezza tesa	3,4÷5,4	7÷10	Ondicelle grosse, le cui creste cominciano a rompersi. La schiuma ha apparenza vitrea. Talvolta si osservano qua e là delle "pecorelle" dalla cresta biancheggiante di schiuma
4	Vento moderato	5,5÷7,9	11÷16	Onde piccole che cominciano ad allungarsi: le "pecorelle" sono più frequenti
5	Vento teso	8,0÷10,7	17÷21	Onde moderate che assumono una forma nettamente più allungata: si formano molte "pecorelle" (possibilità di qualche spruzzo)
6	Vento fresco	10,8÷13,8	22÷27	Cominciano a formarsi onde grosse ("cavalloni"); le creste di schiuma bianca sono ovunque più estese. (molto probabile qualche spruzzo)
7	Vento forte	13,9÷17,1	28÷33	Il mare s'ingrossa. La schiuma che si forma al rompersi delle onde comincia ad essere "soffiata" in strisce lungo il letto del vento
8	Burrasca	17,2÷20,7	34÷40	Onde moderatamente alte e di maggiore lunghezza. La sommità delle loro creste comincia a rompersi in spruzzi vorticosi risucchiati dal vento. La schiuma viene "soffiata" in strisce, ben distinte, nel letto del vento
9	Burrasca forte	20,8÷24,4	41÷47	Onde alte. Densè strisce di schiuma nel letto del vento. Le creste delle onde cominciano a vacillare ed a precipitare rotolando. Gli spruzzi possono ridurre la visibilità
10	Tempesta	24,5÷28,4	48÷55	Onde molto alte sovrastate da lunghe creste ("marosi"). La schiuma formatasi, addensata in grandi banchi, viene "soffiata" in strisce bianche e compatte lungo il letto del vento. Nel suo insieme il mare appare biancastro. Il precipitare rotolando delle onde diviene intenso e molto violento. La visibilità è ridotta
11	Tempesta violenta	28,5÷32,6	56÷63	Onde eccezionalmente alte (le navi di piccola e media grandezza possono scomparire alla vista per qualche istante). Il mare è completamente coperto da banchi di schiuma che si allungano nel letto del vento. Ovunque la sommità delle creste delle onde è polverizzata dal vento. La visibilità è ridotta
12	Uragano	32,7 e oltre	64 e oltre	L'aria è piena di schiuma e di spruzzi. Il mare è completamente bianco a causa dei banchi di schiuma alla deriva. La visibilità è fortemente ridotta

Riferimenti Bibliografici

- Ahrens, "Meteorology Today: An Introduction to Weather, Climate, and the Environment" Brooks & Cole Pub Co.
- Barry, Chorley "Atmosphere, weather & climate" Ed. Routledge, Londra
- Halliday, Resnik, Walker "Fondamenti di Fisica" Ed. Ambrosiana, Milano
- <http://digilander.iol.it/vvillas>
- <http://apollo.lsc.vsc.edu/>
- <http://physics.uwstout.edu/WX/index.htm>
- <http://www.cosedimare.com>
- <http://www.orso.net/uma/articoli.html>
- Sannino "Meteorologia Nautica" Ed. Italibri