

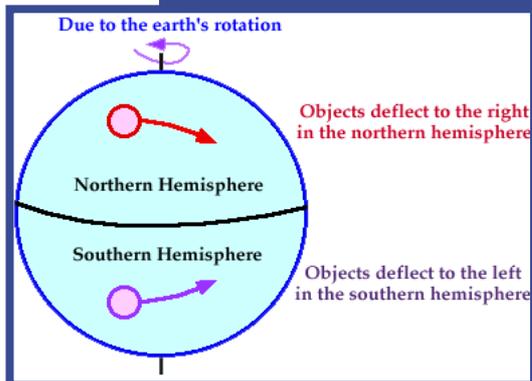
Le FORZE FONDAMENTALI

*“È una bella mattina con poco vento.
Che cosa c'è di più bello che volare?”
(J.R.R. Tolkien ; “Lo Hobbit”)*

Il vento, sia quando inteso a livello locale, come nel caso di brezze marine o di valle, sia quando visto a più ampia scala, come per gli alisei o la circolazione monsonica, trova sempre la sua definizione ed origine in uno spostamento orizzontale di masse d'aria, dovuto al tentativo, da parte del sistema fisico “Terra+Atmosfera”, di ripristinare una condizione di equilibrio interno, venuta a mancare a causa del diverso riscaldamento della superficie terrestre.

Un'insolazione non omogenea, ad esempio più concentrata nella fascia equatoriale che alle latitudini crescenti, provoca, infatti, la formazione di regioni a pressione atmosferica differenziata, **vero primo motore** di tutti i fenomeni che contribuiscono a definire ciò che noi chiamiamo **“meteorologia”**. Similmente a quanto avviene nel noto esperimento di laboratorio dei vasi comunicanti, le masse d'aria tendono quindi a spostarsi naturalmente in modo da bilanciare i diversi campi barici, proprio come se l'atmosfera (con un'immagine magari impropria, ma efficace) tendesse a compensare zone dove vi è “meno aria”, spostandone parte presa da dove “ve ne è di più”.

Figura 1.
Effetti della deviazione di Coriolis nei due emisferi: a causa della rotazione terrestre un oggetto in movimento nell'emisfero nord devia verso destra, nell'emisfero sud verso sinistra. Un'osservazione pratica che dimostra la deviazione di Coriolis è il vortice dell'acqua che si svuota attraverso lo scarico di una vasca o di un lavandino



I movimenti di queste masse d'aria sono però, in realtà, sempre influenzati dall'azione di quattro forze fondamentali, presenti, con diversi ordini di grandezza, sia a scala planetaria, nel più complesso quadro della circolazione generale atmosferica, sia nei microclimi costieri o che nascono su versanti montani diversamente soleggiati. Queste

LE FORZE

Ricordiamo dalla fisica che si definisce *forza* quella grandezza vettoriale in grado di variare lo stato di quiete o di moto di un corpo. Ricordiamo altresì che una **grandezza vettoriale** (rappresentata solitamente con una freccia disegnata a partire da un punto detto *di applicazione*) necessita, per una sua completa descrizione, dell'identificazione di tre proprietà caratteristiche: *intensità* (quanto è lunga la freccia), *direzione* (la retta su cui giace la freccia) e *verso* (da non confondersi con la direzione, indica da che parte punta la freccia). Le grandezze che non necessitano di rappresentazione vettoriale, ma che vengono completamente identificate dalla loro intensità, vengono, infine, dette *scalari* (la temperatura ne è un esempio). In questo articolo, ci siamo attenuti alla convenzione di indicare i vettori con una sottolineatura: “A” rappresenta così il vettore di intensità “A”, direzione e verso dati secondo le esigenze del caso.

Le operazioni caratteristiche tra vettori seguono poi alcune regole precise, dipendenti dalle posizioni relative nello spazio dei due o più vettori interessati; tra queste ci limiteremo qui a richiamare quelle inerenti il caso di vettori avente medesima *direzione*, cioè giacenti sulla stessa retta. La risultante di una somma tra vettori aventi uguale direzione e verso è un vettore avente stessa direzione e verso ed intensità pari alla somma delle intensità; nel caso, invece, di versi opposti, la risultante avrà stessa direzione, verso uguale a quello del vettore componente di maggiore intensità ed intensità pari alla differenza delle intensità. Le stesse operazioni tra più di due vettori possono essere eseguite applicando queste stesse regole a due vettori alla volta, combinando poi i risultati parziali ottenuti (ad esempio, quattro vettori si possono sommare due alla volta per poi procedere alla somma delle due risultanti).

quattro forze sono: la *forza di gradiente*, la *forza deviante*, la *forza centrifuga* e la *forza d'attrito*.

La **forza di gradiente G** agisce muovendo le masse d'aria dalle regioni di alta verso quelle di bassa pressione, in direzione perpendicolare alle isobare ed in misura proporzionale al dislivello barico stesso. Si tratta proprio di quello che noi saremmo naturalmente portati ad aspettarci in base al già citato esempio dei vasi comunicanti, ovvero sia il vedere un semplice fluire di correnti atmosferiche che scorrono proprio come se andassero dal “vaso più pieno” a quello “più vuoto”.

In un contesto planetario, cioè, in realtà, avverrebbe solo se la nostra Terra fosse una sfera perfettamente omogenea (cioè non caratterizzata dall'alternarsi di terre emerse e superfici marine) e ferma nello spazio, cioè non in rotazione intorno al proprio asse. In tale modello semplificato, la circolazione generale atmosferica sarebbe rappresentata da un unico vento "ad anello", che, spirando lungo i meridiani geografici, redistribuirebbe il calore accumulatosi nella fascia centrale del pianeta, scorrendo in quota verso i poli e tornando verso l'equatore al suolo.

Ovviamente, non è ciò che avviene nella realtà, dove, invece, lo scambio di calore tra equatore e polo avviene, in ciascun emisfero, attraverso tre distinti *step*, corrispondenti ad altrettante "sottocircolazioni" atmosferiche (tropicale, delle medie latitudini e polare, ma di questo avremo modo di parlare trattando dei venti che le caratterizzano) ed originati da forze che trovano, appunto, la loro ragion d'essere nella diversità morfologica del nostro pianeta (causa di attriti nelle basse quote) e nel suo moto di rotazione assiale, motivo della "famigerata" *forza deviante* o di *Coriolis*.

La **forza deviante** **D**, "famigerata" perché ci obbliga al confronto con un capitolo assai delicato nel campo della divulgazione meteorologica, vedendoci il più delle volte smarriti in oscuri esempi di giostrine rotanti e di osservatori che su di queste compiono le azioni più strane (camminano, corrono, si lanciano palle, ecc.); sicuri di fare cosa gradita, tralascieremo dunque gli aspetti matematici più forma-

li del problema, limitandoci per ora alla semplice enunciazione dei suoi effetti meteorologici. Per inciso, ricorderemo solo che, quasi un secolo prima di Coriolis¹, George Hadley (1685-1768) tentò di elaborare una teoria sull'origine degli alisei, cercando di giustificare l'osservata deviazione delle correnti atmosferiche, ricorrendo al principio della conservazione della velocità lineare da parte dei corpi che partecipano della rotazione terrestre. Tale teoria, che pure ancora oggi viene citata in qualche libro di testo, risulta decisamente insufficiente dal punto di vista matematico, portando infatti ad una sottostima del valore della deviazione stessa; tuttavia, si trattò di un buon tentativo per i primi anni del XVIII secolo, che ebbe inoltre il merito di comprendere per la prima volta proprio l'importanza che la rotazione terrestre doveva poi assumere alla luce delle intuizioni di Coriolis.

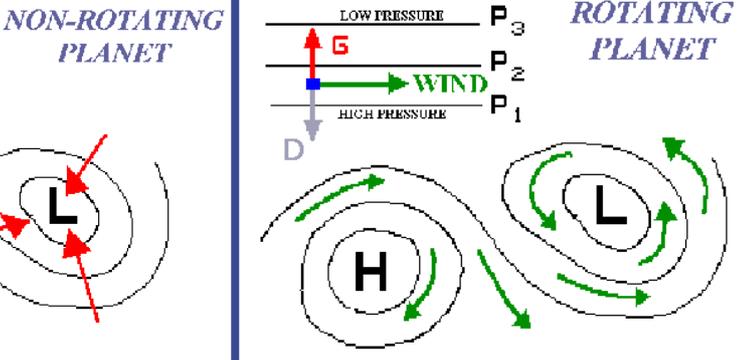


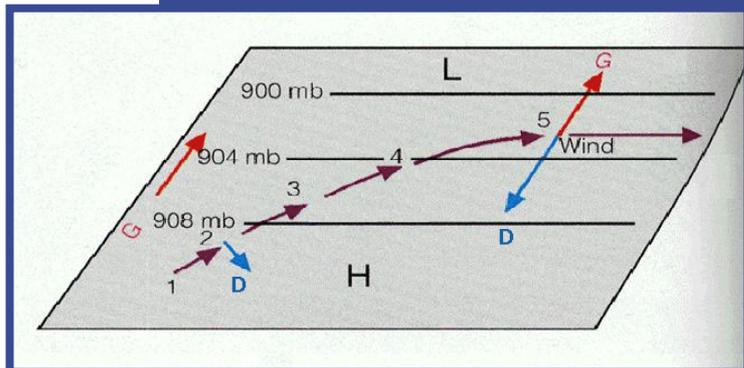
Figura 2. Se la Terra fosse immobile, il vento in quota spirerebbe perpendicolarmente alle isobare, muovendo dalle zone di alta verso quelle di bassa pressione, per effetto della sola forza di gradiente G ; a causa della deviazione di Coriolis, indotta dalla rotazione terrestre, esso devia il proprio flusso, fino a renderlo parallelo alle isobare stesse.

li del problema, limitandoci per ora alla semplice enunciazione dei suoi effetti meteorologici.

Per inciso, ricorderemo solo che, quasi un secolo prima di Coriolis¹, George Hadley (1685-1768) tentò di elaborare una teoria sull'origine degli alisei, cercando di giustificare l'osservata deviazione delle correnti atmosferiche, ricorrendo al principio della conservazione della velocità lineare da parte dei corpi che partecipano della rotazione terrestre. Tale teoria, che pure ancora oggi viene citata in qualche libro di testo, risulta decisamente insufficiente dal punto di vista matematico, portando infatti ad una sottostima del valore della deviazione stessa; tuttavia, si trattò di un buon tentativo per i primi anni del XVIII secolo, che ebbe inoltre il merito di comprendere per la prima volta proprio l'importanza che la rotazione terrestre doveva poi assumere alla luce delle intuizioni di Coriolis.

Le masse d'aria che noi osserviamo scorrere sulla superficie terrestre risentono dunque di una forza fittizia, che le devia perpendicolarmente verso la destra del proprio moto nel nostro emisfero e verso sinistra nell'altro (**Figura 1**). La consistenza della deviazione di Coriolis è proporzionale al prodotto

Figura 3. Il vento geostrofico: per l'effetto combinato delle forze di Coriolis D e di Gradiente G , il vettore che rappresenta la direzione del vento ruota fino ad assumere, all'equilibrio, andamento parallelo alle isobare.



¹ Nato a Parigi il 21 Maggio 1792 e morto il 19 Settembre 1843, Gaspard Coriolis non era un meteorologo (né mai si applicò a problematiche legate alla circolazione atmosferica), ma un ingegnere meccanico, che dedicò la propria vita allo sviluppo della rivoluzione industriale, in una Francia che rischiava di rimanere arretrata rispetto ai progressi che si stavano in quegli anni compiendo oltremarina. In un lavoro del 1829, *Calcul de l'effet des machines*, Coriolis introdusse per la prima volta i rapporti tra energia potenziale e cinetica, definendone la costanza della somma in un sistema chiuso, nel tentativo di esporre alcuni concetti fisici di base, in modo tale da renderli d'immediato utilizzo per gli scopi industriali. Le indagini di Coriolis circa i sistemi rotanti, soprattutto per ciò che attiene gli stress introdotti nei macchinari dall'azione distruttiva delle forze centrifughe, sfociarono nella pubblicazione, nel 1832, di un testo dall'amenissimo titolo di *Théorie mathématique du jeu de billiard*, seguito tre anni più tardi, dal più serio *Sur les équations du mouvement relatif des systèmes des corps*, dove venne per la prima volta esplicitamente introdotto il termine "forza deviante".

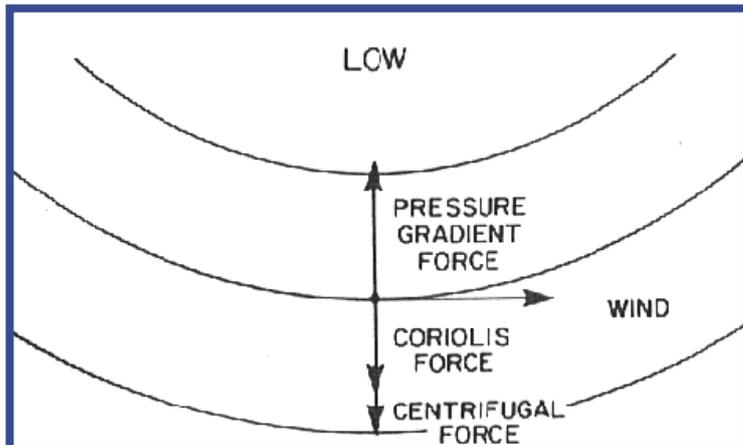


Figura 4.
Il vento ciclostrofico ciclonico: all'equilibrio, la forza di gradiente risulta uguale e contraria alla somma tra la deviazione di Coriolis e la forza centrifuga.

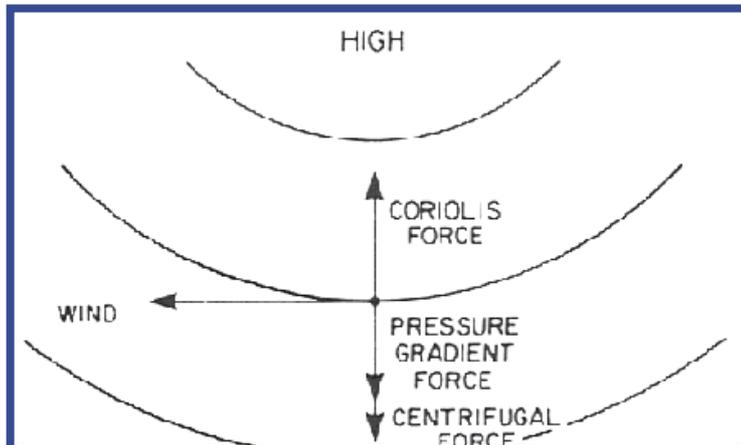


Figura 5.
Il vento ciclostrofico anticiclonico: all'equilibrio, la forza di Coriolis risulta uguale e contraria alla somma tra le forze di gradiente e centrifuga.

della velocità del vento, della rotazione terrestre e di una funzione trigonometrica della latitudine terrestre, funzione che assume valore nullo all'equatore e massimo (pari ad 1) ai poli; di conseguenza, la deviazione di Coriolis risulta, a parità di latitudine, minore per i venti deboli e maggiore per quelli più intensi, mentre, a parità di velocità, essa risulta minore per i venti equatoriali e maggiore per quelli polari.

Tornando alle nostre quattro forze iniziali, se le masse d'aria si muovono anche con traiettoria curvilinea, allora devono risultare soggette pure ad una **forza centrifuga C**, che agisce in direzione perpendicolare alla traiettoria, dirigendosi verso l'esterno

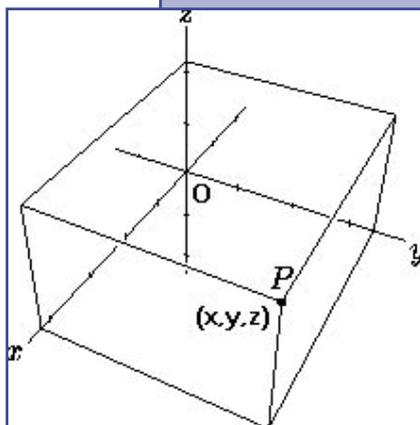
della curvatura e con un'intensità proporzionale al rapporto tra in quadrato della velocità del vento ed il raggio di curvatura della traiettoria stessa.

Infine, nel caso di venti che spirano nei primi 1000 metri circa di quota, deve essere considerata anche l'azione dell'ambiente sui bassi strati dell'atmosfera, azione che si manifesta attraverso una **forza d'attrito A** che varia con la natura e la configurazione del terreno, aumentando di intensità sui terreni accidentati e diminuendo sul mare. In questo caso il vettore che rappresenta l'attrito ha verso opposto al movimento, ed intensità ad esso proporzionale tramite un coefficiente che dipende appunto dalla morfologia del sottostante territorio.

SISTEMI DI RIFERIMENTO E FORZE APPARENTI

La forza deviante nasce dall'accelerazione che subisce un qualsiasi corpo in movimento in un sistema di riferimento caratterizzato, per l'appunto, dalla sua non inerzialità. Che significa tutto ciò?

Un sistema di riferimento non è altro che l'insieme delle tre direzioni perpendicolari l'una all'altra, a cui siamo usi riferire la posizione di tutti gli oggetti appartenenti al nostro mondo reale o, più correttamente, la **terna cartesiana** della figura a lato; in essa, un punto **P** risulta naturalmente definito dalle sue coordinate (x,y,z) rispetto ad un sistema di assi reciprocamente perpendicolari, di origine comune **O**.



Se questa terna risulta in quiete o in moto rettilineo uniforme rispetto all'insieme delle stelle fisse (un artificio utilizzato in fisica per identificare un sistema di riferimento a cui viene, per definizione, attribuita la proprietà dell'inerzialità "assoluta"), allora anch'essa viene detta **inerziale** e questa qualità verrà trasmessa pure a tutte le infinite terne in quiete o in moto rettilineo uniforme rispetto alla nostra terna originaria. Nei sistemi inerziali, tutti i moti possono essere descritti rispetto ad essa, semplicemente in base alle tre note leggi della dinamica newtoniana; in caso contrario il sistema viene detto **non inerziale** (tale è, ad esempio, il nostro pianeta, in rotazione intorno al proprio asse) e per descrivere correttamente il comportamento dei corpi che in esso si muovono

occorre invocare l'azione di **forze fittizie**, che, non definibile sulla base della dinamica newtoniana, hanno tuttavia lo scopo di giustificare alcuni movimenti altrimenti non comprensibili.

LA DEVIAZIONE DI CORIOLIS

La spiegazione fornita da Hadley per la deviazione di Coriolis parte dall'osservazione che un punto "immobile" all'equatore si trova in realtà, per il solo fatto di partecipare della rotazione terrestre, **in una condizione di moto circolare uniforme**, su un'orbita avente periodo e raggio pari a quelli terrestri T_{Terra} ed R_{Terra} , e velocità lineare:

$$V_{\text{equat.}} = (2 \pi R_{Terra}) / (T_{Terra})$$

Se ora consideriamo un secondo punto a latitudine più settentrionale (ma il discorso rimane identico anche considerando l'emisfero meridionale), esso si troverà sempre in moto circolare uniforme con periodo pari a quello di rotazione terrestre, ma con una velocità inferiore, essendo il raggio della sua orbita ora inferiore a quello terrestre:

$$V = (2 \pi R) / (T_{Terra})$$

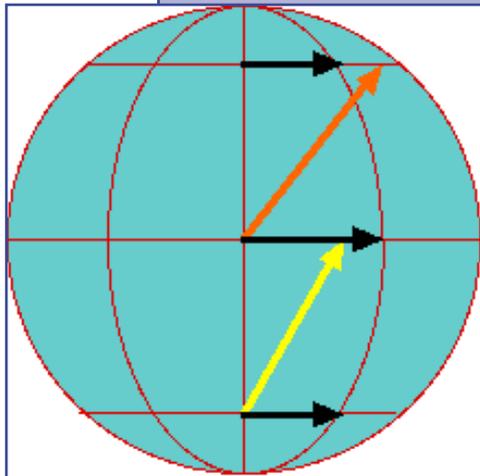
Se il punto equatoriale inizia a muoversi verso nord, esso, conservando la propria velocità lineare, si trova a possedere sempre velocità superiori a quelle dei punti che incontra alle diverse latitudini. Rispetto ad un osservatore al suolo esso appare così spinto verso est da una forza "misteriosa", che altro non è se non un effetto della rotazione planetaria: la deviazione dalla differenza tra le velocità del corpo e del suolo, significativa per alte

velocità o lunghe distanze. Al di là della teoria di Hadley, la deviazione di Coriolis, quando applicata ad un corpo di massa unitaria, risulta quantificabile dalla relazione:

$$D_{(\text{unità di massa})} = 2 \Omega v \sin \varphi$$

FORZA DEVIANTE DI CORIOLIS

dove Ω è la velocità angolare della rotazione terrestre (pari a 729×10^{-7} radianti al secondo), v la velocità del vento e φ la latitudine geografica. Applicando la trigonometria, si ha quindi che essa è nulla all'equatore, dove si annulla il seno della latitudine, e massima ai poli, dove invece tale valore è pari ad 1 .



Definite le quattro forze fondamentali, vediamo ora come esse si compongono tra loro, separando i casi del **vento in quota**, dove quindi l'attrito è nullo, da quello del **vento al suolo**, dove, l'attrito deve essere tenuto in rigorosa considerazione; in quota avremo poi il caso del **vento geostrofico**, dove le molecole di aria si muovono su traiettorie rettilinee, e quello del **vento ciclostrofico**, dove invece il moto avviene seguendo traiettorie curve.

Il **vento geostrofico** nasce come vento di gradiente puro, quando cioè una particella d'aria, dapprima a riposo, inizia a muoversi per effetto della forza di gradiente, spostandosi *perpendicolarmente* alle isobare da una zona di alta ad una di bassa pressione. Non appena la velocità del vento assume valori diversi da zero, la particella inizia a risentire anche della deviazione di Coriolis che, aumentando di pari passo con la velocità del vento, produce una rotazione verso destra della sua direzione di provenienza, fino a quando le due forze si uguagliano in valore. Il vento ha ora direzione *parallela* (**Figure 2 e 3**) alle isobare e la stessa forza di Coriolis cessa di

avere effetto; in caso contrario, infatti, si produrrebbe un moto opposto alla forza di gradiente, il che risulta decisamente impossibile.

Nel caso di isobare curvilinee, invece, assume valore non nullo anche la componente centrifuga C , con cui si devono ora equilibrare le due forze D e G del caso rettilineo. Se però andiamo ad esaminare nel dettaglio la situazione di moto su un'isobara curvilinea, possiamo notare che, mentre la forza centrifuga C è, per definizione, sempre diretta verso l'esterno della traiettoria, la forza di gradiente G varia orientamento nel caso di circolazione ciclonica (**Figura 4**) o anticiclonica (**Figura 5**), in quanto, dovendo necessariamente dirigersi sempre dalle alte verso le basse pressioni, risulterà diretta verso l'esterno delle zone anticicloniche e l'interno di quelle cicloniche. In quanto a D , essa deve risultare sempre diretta verso la destra del moto; in caso di rotazione antioraria intorno ad un minimo barico D punterà allora verso l'esterno, all'interno in caso di rotazione oraria intorno ad un punto di massimo.

Data la dipendenza della forza centrifuga dal

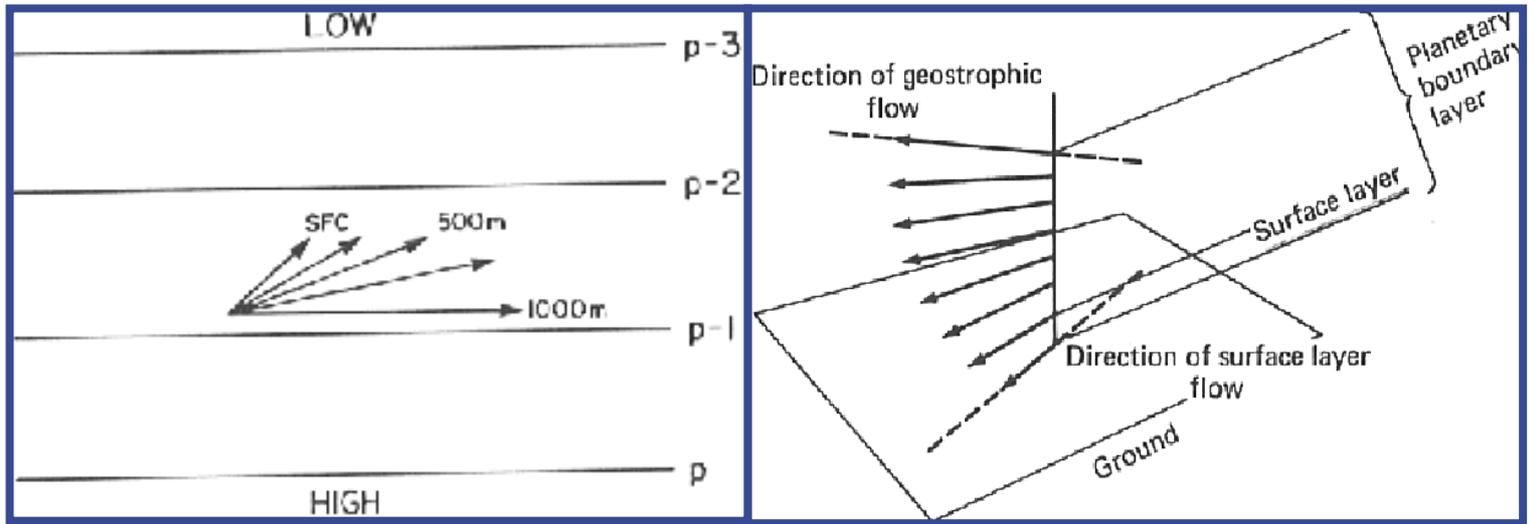


Figura 6.
La presenza degli attriti provoca una deviazione del vento al suolo, rispetto al sovrastante vento in quota, che dipende dalla natura del terreno sottostante e diminuisce progressivamente all'aumentare della quota, fino ad annullarsi oltre i primi 1000 m circa, dove il flusso riprende la sua natura geostrofica, parallela alle isobare

quadrato della velocità e dall'inverso del raggio della traiettoria, ne consegue che il caso ciclostrofico diviene significativo nei profondi centri di pressione minima, dove i venti sono forti e le isobare praticamente circolari e di breve raggio

Possiamo in definitiva concludere che il vento geostrofico è un vento *teorico* che approssima bene quello reale in quota e che si muove, a velocità costante, parallelamente alle isobare, lasciando, nell'emisfero nord, le basse pressioni alla propria sinistra, le alte alla destra. (affermazione questa nota come **Legge di Buys Ballot** per il vento geostrofico; la disposizione risulta ovviamente invertita nell'altro emisfero).

Veniamo infine al caso di **vento al suolo**, cioè alla situazione in cui l'attrito assume valori non nulli. Ovviamente una trattazione semplice, ma rigorosa,

del tipo di quella tentata per il vento in quota, risulta qui improponibile, essendo per sua natura l'attrito un fenomeno non lineare, anzi "caotico" nella sua espressione. Quello che si osserva è che la presenza degli attriti dovuti al terreno sottostante, che si mantengono efficaci entro i primi 1000 metri circa di quota, produce sia un rallentamento della velocità del vento geostrofico, sia una deviazione della sua direzione verso il centro delle basse pressioni (**Figura 6**), il tutto secondo i valori approssimativi che vanno da un minimo di 10°-20° sugli oceani, fino ad un massimo di 40°-50° sui continenti, con velocità pari rispettivamente al 70% e 40% dei sovrastanti flussi in quota.

La più generale equazione del vento richiede, in definitiva, che la somma delle quattro forze fondamentali definisca una forza risultante, che potrà avere valore nullo o diverso da zero; nel primo caso, la particella di vento risulterà muoversi a velocità costante (come avviene in quota, dove gli attriti sono assenti), mentre nel secondo saremo in presenza di un'accelerazione del vento, cioè ad una variazione della sua velocità, dovuta proprio all'azione di una forza non nulla. ✂

EQUAZIONE DEL VENTO.

Forces Balanced

Forces Unbalanced

Considerando anche la presenza degli attriti, la più generale relazione definibile per il vento risulta data dall'uguaglianza:

$$\mathbf{R} = \mathbf{G} + \mathbf{D} + \mathbf{C} + \mathbf{A}$$

EQUAZIONE GENERALE DEL VENTO

dove \mathbf{R} è il vettore risultante delle forze che si applicano sulle molecole di aria e può assumere valore nullo (caso bilanciato: la particella mantiene quindi velocità costante), o diverso da zero (caso non bilanciato: la particella accelera, presentando una variazione in velocità).