

# 2

## Circolazione atmosferica

---

La circolazione dell'aria rispetto alla superficie della terra è indotta dall'irraggiamento della atmosfera terrestre. In particolare, il vento si genera per una differenza di pressione tra due punti aventi la stessa quota. Tale differenza si genera per effetto di complessi fenomeni termodinamici e meccanici che avvengono nell'atmosfera in maniera non uniforme nello spazio e nel tempo. Vediamo in dettaglio i vari aspetti che intervengono nella circolazione atmosferica.

### 2.1 Termodinamica dell'atmosfera

#### 2.1.1 Temperatura dell'atmosfera

Un semplice esempio (dovuto ad Humphreys [9]) per comprendere l'influenza della temperatura sulla circolazione terrestre è dato dal modello semplificato in Fig. 2.1 in cui si hanno due colonne di fluido,  $A$  e  $B$ , riempite fino al livello  $a$ . Inizialmente le due colonne sono chiuse ed la temperatura all'interno di esse è uguale. Se si aumenta la temperatura nella colonna  $A$ , mantenendo costante quella in  $B$ , il fluido in  $A$  si espande fino a raggiungere il livello  $b$ . L'espansione non comporta alcuna variazione del peso del fluido, e quindi la pressione in  $c$  rimane invariata. Se si apre la valvola 2 non vi è deflusso tra le due colonne, l'apertura della valvola 1 comporta uno spostamento di fluido da  $A$  verso  $B$ , per effetto del dislivello  $b-a$  dovuto al riscaldamento di  $A$ . In  $c$  la temperatura decresce mentre nella colonna  $B$  la temperatura sale. Pertanto, aprendo la valvola 2 si genera una circolazione di flusso da  $B$  verso  $A$ . La circolazione

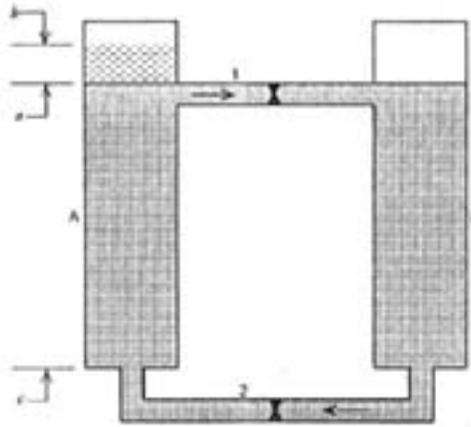


Figura 2.1: Circolazione dovuta alla differenza di temperatura tra due colonne di fluido

si mantiene fin tanto che vi è differenza di temperatura tra le due colonne.

La terra è inclinata di  $66^{\circ}30'$  rispetto al piano della sua orbita, pertanto la regione equatoriale è maggiormente irraggiata, e dunque riscaldata, rispetto a quelle polari. Analogamente al modello di Hemphreys, pur trascurando la complessità del fenomeno e i vari fattori che vi rientrano, si comprende l'origine del vento come illustrato in Fig. 2.2.

La temperatura dell'atmosfera è determinata da i seguenti processi:

- Radiazione solare e terrestre
- Radiazione nell'atmosfera
- Compressione ed espansione dell'aria
- Condensazione ed evaporazione del vapor d'acqua

### 2.1.2 Radiazione solare e terrestre

L'energia necessaria per spostare le masse d'aria è fornita dal Sole, nella forma di calore irradiato. Tuttavia, il Sole non è l'unica fonte, semmai la fonte primaria. Infatti, un ruolo fondamentale è svolto dalla superficie terrestre. In particolare, essendo l'atmosfera quasi *trasparente* all'irraggiamento solare, la quasi totalità dell'energia raggiunge la Terra. Si può assumere che tale energia sia completamente assorbita dalla Terra, che riscaldandosi la rilascia sotto forma di radiazione terrestre. La lunghezza d'onda della radiazione terrestre è però molto lunga rispetto a quella solare (dell'ordine di  $10\mu$ ), dunque soltanto una piccola parte riesce ad attraversare l'atmosfera, mentre la maggior parte viene assorbita e di nuovo riflessa verso la Terra.

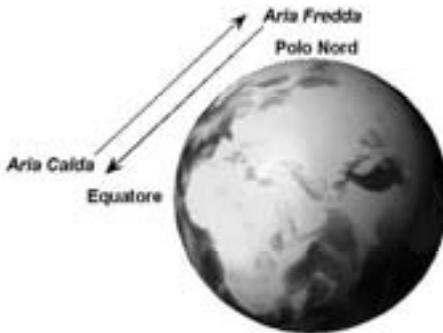


Figura 2.2: Modello semplificato della circolazione atmosferica

### 2.1.3 Radiazione nell'atmosfera

Il calore emesso dalla superficie terrestre è assorbito dagli strati d'aria nelle sue immediate vicinanze (lo stesso accade sulla superficie degli oceani) che a loro volta lo radiano verso il basso e verso l'alto. Gli strati sovrastanti assorbono il calore e lo emettono ancora verso il basso e verso l'alto. Il processo si ripete in tutta l'atmosfera.

### 2.1.4 Compressione ed espansione dell'aria

La pressione atmosferica è prodotta dal peso dell'aria sovrastante. Una piccola massa d'aria secca che si muove verticalmente nell'atmosfera, subisce una variazione di pressione corrispondente ad una variazione di temperatura. Per valutare questa variazione di temperatura è necessario ricorrere all'equazione di stato dei gas perfetti e alla prima legge della termodinamica, che sono dati rispettivamente dalle seguenti relazioni:

$$pv = RT \quad (2.1)$$

$$dq = c_v dT + p dv \quad (2.2)$$

dove  $p$  è la pressione,  $v$  il volume specifico,  $R$  è una costante che dipende dal tipo di gas (in questo caso aria secca),  $T$  è la temperatura assoluta,  $dq$  è la quantità di calore trasferita alla massa d'aria in moto, e  $c_v$  è il calore specifico a volume costante.

Differenziando la prima e sostituendo la quantità  $p dv$  si ottiene:

$$dq = (c_v + R)dT - v dp \quad (2.3)$$

Confrontando la 2.3 con la prima legge della termodinamica  $dq = c_p dT$  nel caso di processo a pressione costante si ottiene facilmente che  $c_v + R = c_p$ . Utilizzando ancora l'equazione di stato possiamo scrivere:

$$dq = c_p dT - RT \frac{dp}{p} \quad (2.4)$$

Per processi adiabatici  $dq = 0$ , pertanto dalla precedente relazione si perviene alla seguente:

$$\frac{dT}{T} - \frac{R}{c_p} \frac{dp}{p} = 0 \quad (2.5)$$

che integrata fornisce l'equazione:

$$\frac{T}{T_0} = \left( \frac{p}{p_0} \right)^{\frac{R}{c_p}} \quad (2.6)$$

nota come equazione di Poisson o equazione adiabatica. L'aria secca presenta  $R/c_p = 0.288$ .

Se nell'atmosfera il moto verticale di una particella d'aria è sufficientemente rapido, lo scambio di calore della particella stessa e l'ambiente circostante può essere trascurato e l'ipotesi  $dq = 0$  è accettabile. Pertanto, dall'equazione di Poisson si evince che una massa d'aria ascendente subisce una diminuzione di pressione cui corrisponde una diminuzione di temperatura. In particolare, nell'atmosfera terrestre la diminuzione di temperatura con l'altezza è di circa  $1C^\circ/100m$  e prende il nome di *rapporto di diminuzione adiabatica*, indicato con  $\gamma_a$ .

Consideriamo una particella d'aria ascendente, inizialmente alla quota  $h_1$  caratterizzata da una temperatura  $T_1$ . Alla quota  $h_2$  la temperatura dell'aria è  $T_2$ , mentre la temperatura della particella è  $T_2^* = T_1 - (h_2 - h_1)\gamma_a$ . Poiché la pressione dell'aria alla quota  $h_2$  e quella della particella devono essere uguali, si ha dall'equazione di stato che alla differenza di temperatura  $T_2^* < T_2$  corrisponde una differenza di densità tra le due. Questo comporta la nascita di una forza che per  $T_2 < T_2^*$  spinge la particella verso l'alto, per  $T_2 > T_2^*$  spinge la particella verso il basso facendola tornare nella sua posizione iniziale. Nel primo caso si dice che la stratificazione dell'atmosfera è *instabile*, nel secondo è *stabile*. Infine, se  $T_2 = T_2^*$  la stratificazione dell'atmosfera si dice *neutra*.

### 2.1.5 Condensazione ed evaporazione del vapor d'acqua

Secondo la legge di Dalton, la pressione dell'aria umida è data dalla differenza di pressione  $p$  e la pressione del vapor d'acqua, ossia  $p - e$ . Sperimentalmente si osserva che se  $e$  supera un certo valore  $E$ , noto come *pressione di saturazione del vapore*,

si ha la condensazione del vapor d'acqua in eccesso.

Una particella ascendente d'aria umida non satura subisce una diminuzione di temperatura cui corrisponde una diminuzione di pressione di saturazione. Nel caso in cui  $e = E$ , si ha la condensazione del vapor d'acqua. In questo processo si libera il *calore latente di vaporizzazione* che contribuisce all'ascesa della particella fornendo ulteriore energia oltre a quella interna, che garantisce il movimento verticale dell'aria secca.

Poiché viene liberato il calore latente di vaporizzazione, la diminuzione della temperatura della particella d'aria umida in ascesa è minore rispetto al caso d'aria secca, pertanto aiuta la convezione dell'aria verso livelli più alti dell'atmosfera.

## 2.2 Idrodinamica dell'atmosfera

Il moto di una massa elementare d'aria è determinato dalla seconda legge di Newton,  $\sum F = ma$ , dove  $m$  è la massa,  $a$  è l'accelerazione, ed  $\sum F$  è la somma delle forze agenti sulla massa stessa. Le singole forze sono le seguenti:

- la forza dovuta al gradiente di pressione orizzontale
- la forza dovuta alla rotazione terrestre
- la forza dovuta all'attrito

Descriviamo nel dettaglio tali forze.

### 2.2.1 Forza dovuta al gradiente di pressione orizzontale

Consideriamo un elemento infinitesimo di volume d'aria  $dx \cdot dy \cdot dz$ , soggetto alle forze  $p$  e  $p + (\partial p / \partial z) dz$  agenti rispettivamente sulla faccia inferiore e superiore (Fig 2.3). In assenza di altre forze, la forza per unità di volume agente sull'elemento sarà  $-\partial p / \partial z$ . Analogamente, lungo le direzioni  $x$  e  $y$ , si avrà  $-\partial p / \partial x$  e  $-\partial p / \partial y$  rispettivamente. La risultante di queste forze prende il nome di *gradiente di pressione orizzontale* e si denota con  $-\partial p / \partial n$ , con  $n$  normale ad una certa isobara.

Il gradiente di pressione orizzontale è la forza che genera il moto dell'aria. La forza per unità di massa esercitata dal gradiente di pressione orizzontale  $-(1/\rho)\partial p / \partial n$  prende il nome di *gradiente di forza di pressione* e spinge l'aria verso regioni aventi pressione minore.

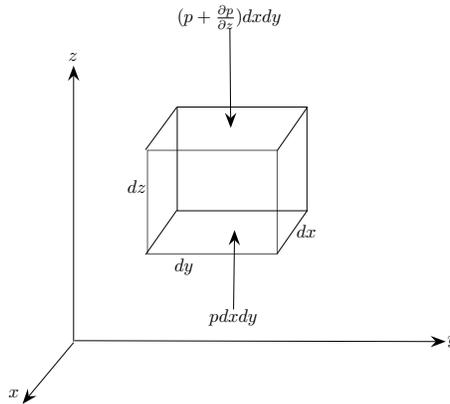


Figura 2.3: Pressione verticale su un elemento di massa d'aria

## 2.2.2 Forza dovuta alla rotazione della terra

La deviazione di una particella in moto da una traiettoria rettilinea è dovuta al moto della terra. In particolare, la traiettoria diviene curva per effetto di una forza apparente, nota come forza di Coriolis, data dalla seguente relazione:

$$F_c = 2m(v \wedge \omega) \quad (2.7)$$

dove  $m$  è la massa della particella,  $v$  è la velocità della particella relativa ad un sistema di coordinate solidale alla rotazione terrestre,  $\omega$  è la velocità angolare della terra. La forza di Coriolis risulta normale a  $v$  e  $\omega$ , pertanto il suo modulo sarà:

$$|F_c| = 2m|v||\omega| \sin(\phi) \quad (2.8)$$

dove  $\phi$  è l'angolo tra  $v$  e  $\omega$ .

Sia  $N$  il polo Nord, e consideriamo un elemento d'aria che si muove lungo un meridiano  $NP$ . Mentre la massa d'aria si sposta muovendosi da Nord, lo stesso meridiano risulta spostato verso Est per effetto della rotazione terrestre ( $NP'$ ). Pertanto, nell'emisfero Nord, la massa d'aria che si muove verso Nord è avvertita come un vento proveniente da Ovest, mentre l'aria diretta verso Sud vira verso Ovest, dunque è percepita come un vento proveniente da Est. Nell'emisfero Sud, si osservano fenomeni opposti (Fig. 2.4).

Introducendo il parametro di Coriolis

$$f = 2\omega \sin(\phi) \quad (2.9)$$

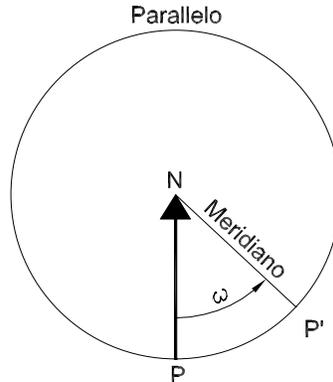


Figura 2.4: Moto apparente di una massa d'aria dovuto al moto della Terra

dove  $\phi$  è la latitudine del punto considerato, segue che la forza di Coriolis per unità di massa agente su un elemento d'aria che si muove su un piano parallelo alla superficie della terra (Fig. 2.5) è data da:

$$F_c = mfv \quad (2.10)$$

dove  $v$  è la velocità della massa d'aria relativa alla Terra, mentre  $f$  è un parametro tabulato in funzione della latitudine.

### 2.2.3 Vento geostrofico

Ad una quota sufficientemente alta, il vento non risente degli effetti della frizione con il terreno ed il moto dell'aria si organizza per filetti fluidi paralleli. Mantenendo costante l'accelerazione, il moto è garantito dall'equilibrio tra la forza di gradiente di pressione, la forza di Coriolis, e la forza centrifuga.

L'effetto delle forze agenti su una massa elementare d'aria è mostrato in Fig. 2.6. Se la particella si muove nella direzione della forza di gradiente (Fig. 2.6a) di pressione,  $P$ , viene deviata dalla forza di Coriolis,  $F_{ca}$ . La sua traiettoria è dunque determinata dalla risultante delle suddette forze (direzione  $II$  in Fig. 2.6b). Detta  $F_{cb}$  la forza che devia la particella, diretta normalmente alla sua traiettoria, la massa d'aria elementare si sposta lungo la direzione  $III$  data dalla risultante di  $F_{cb}$  e  $P$ . Raggiunto l'equilibrio, la particella si sposterà lungo le isobare (Fig. 2.6c).

Nel caso più generale in cui le isobare sono curve, dovrà essere tenuta in conto anche la forza centrifuga.

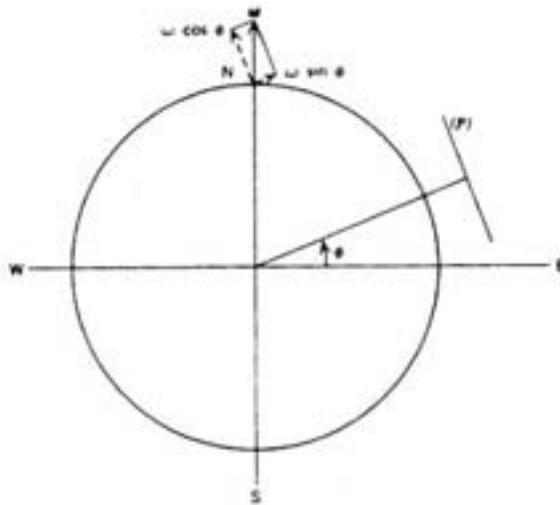


Figura 2.5: Componenti del vettore di rotazione  $\omega$

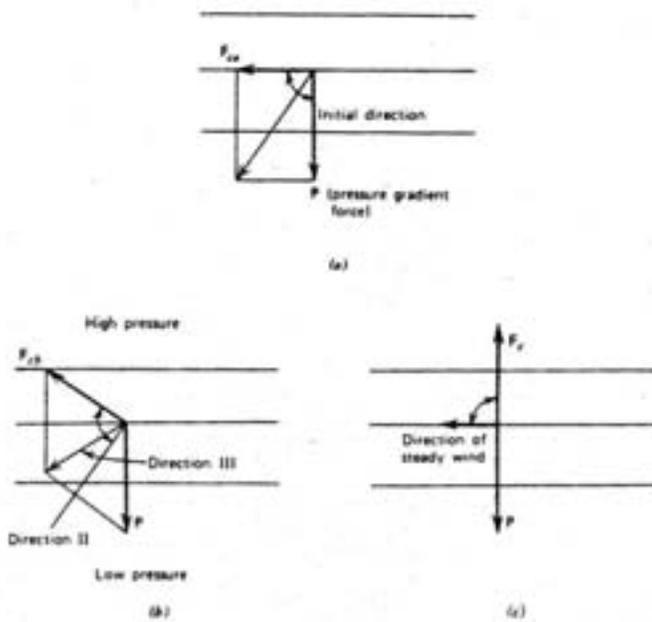


Figura 2.6: Equilibrio del vento geostrofico nell'emisfero Nord

La velocità in corrispondenza della quale si ha l'equilibrio tra la forza di gradiente orizzontale e la forza di Coriolis, prende il nome di *velocità geostrofica del vento* e può essere espressa come segue:

$$2\omega G \sin(\phi) = \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial n} \quad (2.11)$$

da cui si ottiene:

$$G = \frac{1}{\rho f} \frac{\partial p}{\partial n} \quad (2.12)$$

dove  $f$  è il parametro di Coriolis, e  $\rho$  è la densità dell'aria.

Se le isobare sono curve, la particella è soggetta ad un'ulteriore forza, quella centrifuga,  $G$ , e per l'equilibrio la sua traiettoria sarà comunque diretta come le isobare. Nella condizione di equilibrio, la velocità prende il nome di *velocità di gradiente del vento* che coincide con la velocità geostrofica se la curvatura  $r \rightarrow \infty$ :

$$V_{gr} f \pm \frac{V_{gr}^2}{r} = \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial n} \quad (2.13)$$

dove, ipotizzando che la massa d'aria sia nell'emisfero Nord, il segno positivo si riferisce ad una circolazione ciclonica (ovvero intorno ad un centro a bassa pressione), ed il segno negativo ad una circolazione anticiclonica (ossia intorno ad un centro ad alta pressione). In generale, per raggi di curvatura finiti, si ha:

$$V_{gr} = -\frac{rf}{2} + \sqrt{\left[ \frac{r}{\rho} \frac{\partial p}{\partial n} + \left( \frac{rf}{2} \right)^2 \right]} \quad (2.14)$$

$$V_{gr} = +\frac{rf}{2} - \sqrt{\left[ \left( \frac{rf}{2} \right)^2 - \frac{r}{\rho} \frac{\partial p}{\partial n} \right]} \quad (2.15)$$

rispettivamente per venti ciclonici e anticiclonici. Per gli stessi valori di  $f$ ,  $r$  e  $\partial p/\partial n$  i venti anticiclonici sono più deboli di quelli ciclonici.

#### 2.2.4 Effetti dell'attrito

La superficie terrestre esercita sull'aria in movimento una forza di resistenza che ne ritarda il moto. Tale effetto diminuisce con l'altezza rispetto al terreno fino a raggiungere una quota  $\delta$ , nota come *altezza dello strato limite dell'atmosfera*, oltre la quale la velocità del vento segue le isobare (*velocità di gradiente*). L'atmosfera al di sopra dello strato limite prende il nome di *atmosfera libera*.

All'interno dello strato limite la velocità del vento non è diretta secondo le isobare. Dato un vento geostrofico, consideriamo due particelle che  $A$  e  $B$  che si muovono

orizzontalmente nello strato limite, ma a quote differenti. Se la particella  $A$  è posta ad una quota più alta rispetto a  $B$  allora la sua velocità, nonché la forza di Coriolis che agisce su di essa, saranno maggiori rispetto a quelle della particella  $B$ . L'angolo di deviazione tra la direzione del vento e quella delle isobare diminuisce all'aumentare della quota, mentre è massimo in prossimità del terreno. Pertanto, l'andamento della velocità del vento con l'altezza diviene una spirale (Fig. 2.7).

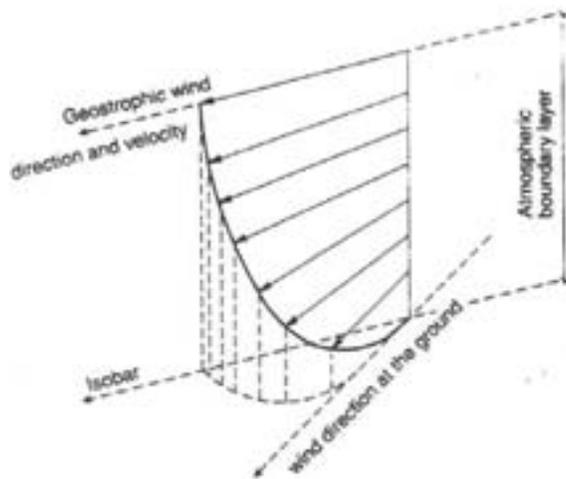


Figura 2.7: Andamento a spirale della velocità del vento all'interno dello strato limite atmosferico

## 2.3 Moti atmosferici

La maggior parte dei processi atmosferici coinvolgono:

- Velocità del vento orizzontale e verticale
- Pressione
- Temperatura
- Densità
- Umidità

Tali quantità sono governate dalle seguenti equazioni:

- L'equazione di stato
- La prima legge della termodinamica

- L'equazione di conservazione della massa
- L'equazione di conservazione dell'umidità
- L'equilibrio del moto verticale e orizzontale

Il moto dell'atmosfera può essere descritto come la sovrapposizione di flussi interdipendenti caratterizzati da diverse scale che variano da pochi millimetri a chilometri. Per analizzare questi moti è conveniente suddividerli in tre gruppi principali:

- Microscala
- Mesoscala (o Scala Convettiva)
- Macroscala (o Scala Sinottica)

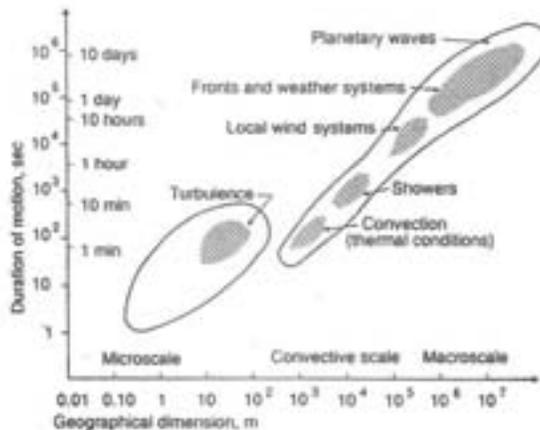


Figura 2.8: Suddivisione dei moti atmosferici secondo dimensione e durata

La scala sinottica include moti atmosferici con una dimensione caratteristica di almeno 500km ed una durata di almeno 2 giorni. La microscala comprende quei moti che hanno una dimensione che non supera i 20km ed una durata minore di un'ora. In quest'ultima categoria rientra anche la turbolenza atmosferica. Infine tutti i moti atmosferici con dimensioni e durata intermedie alle precedenti scale rientrano nella mesoscala (Fig. 2.8).

### 2.3.1 Circolazione generale

L'effetto combinato della rotazione terrestre e della frizione prodotta dalla superficie terrestre, rende la circolazione atmosferica più complessa rispetto al modello introdotto in Fig. 2.2. In particolare, si può pensare di schematizzare la circolazione

atmosfera in tre cellule (Fig. 2.9). Tale schema è coerente con l'esistenza di un fronte di bassa pressione intorno al polo ( $50^{\circ}$ - $60^{\circ}$  di latitudine Nord) e di un fronte di alta pressione nella zona subtropicale (circa  $30^{\circ}$  di latitudine), che si formano in corrispondenza della superficie di incontro di venti che provengono da direzioni diverse.

Questo modello risulta ulteriormente complicato dagli effetti stagionali, come la variazione della posizione e dell'intensità dei fronti di pressione e geografici, la differenza delle proprietà fisiche del terreno, e la distribuzione non uniforme dei mari sul globo. I grandi continenti presenti nell'emisfero boreale provocano deviazioni spesso importanti rispetto a tale modello. Complicazioni analoghe interessano l'emisfero australe, che ha però un comportamento meno variabile rispetto a quello boreale. Generalmente, la circolazione che interessa l'emisfero australe e quella che interessa l'emisfero boreale possono essere considerate separatamente.

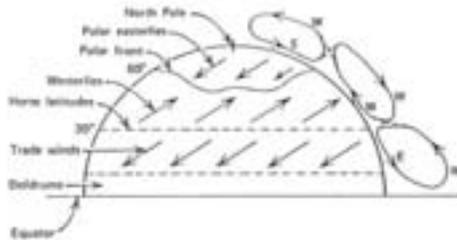


Figura 2.9: Modello di circolazione tricellulare

### 2.3.2 Circolazione secondaria di natura termica

Alla circolazione generale si aggiungono delle circolazioni secondarie, indotte dalla differenza di temperatura. In particolare, queste circolazioni si generano quando i centri di alta o bassa pressione vengono creati per effetto di un riscaldamento o raffreddamento dei livelli più bassi dell'atmosfera. Descriviamo in dettaglio i venti appartenenti a questa categoria.

#### Monsoni

Durante l'estate la superficie degli oceani si scalda meno di quella dei continenti. Pertanto, in corrispondenza dei continenti l'aria più calda tende a salire. Per la conservazione della massa, si attiva dunque una circolazione dagli oceani verso i continenti. Durante l'inverno il fenomeno procede al contrario.

Vista la notevole estensione del continente asiatico, i Monsoni sono venti caratteristici di queste zone.

## Cicloni tropicali

I cicloni tropicali, hanno origine sugli oceani tropicali dove la temperatura dell'acqua supera i  $26^{\circ}\text{C}$ . L'energia di questi venti deriva dal rilascio di calore latente. In particolare, per certe condizioni climatologiche, l'aria calda e umida forma una nuvola in cui il vapore condensa e rilascia calore latente. L'energia liberata è molto elevata, e i venti che ne conseguono possono essere disastrosi. Generalmente, si formano ad una latitudine tra i  $5^{\circ}$ - $20^{\circ}$ , ed il loro diametro raggiunge le centinaia di chilometri.

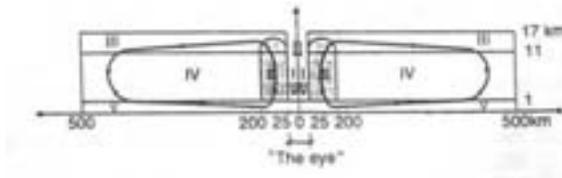


Figura 2.10: Suddivisione dei moti atmosferici secondo dimensione e durata

In Fig. 2.10 è schematizzata la struttura di un ciclone tropicale. Nella regione I risiede l'*occhio del ciclone* ossia una regione caratterizzata da aria quasi secca relativamente calma. Lungo il contorno dell'occhio l'aria sale lentamente, e successivamente cade in corrispondenza del centro. Nella regione II l'aria calda e umida sale, il vapore condensa rilasciando una grande quantità di calore latente (e dunque di energia) e causando piogge molto intense. Nelle regioni III e IV l'aria viene risucchiata dall'occhio lungo la superficie del terreno, ed incanalata nella regione II dove è sospinta ad un'altezza di circa 10km rispetto all'occhio del ciclone stesso. Inoltre, in corrispondenza della superficie oceanica l'aria calda e umida, in moto nella regione V defluisce nella regione II fornendo ulteriore energia all'uragano. In corrispondenza della terra ferma, la frizione con il terreno produce una perdita di energia, pertanto il ciclone tende gradualmente ad estinguersi.

Nel Pacifico occidentale vengono chiamati *tifoni*, nell'Oceano Indiano, nel Mar Arabico e nel Golfo di Bengala *cicloni*. A seconda dell'intensità del vento, i cicloni vengono classificati come *depressione tropicale* se il vento non raggiunge i  $63\text{km/h}$ , *tempesta tropicale* se non si superano i  $118\text{km/h}$ , *uragano* qualora il vento soffi oltre i  $118\text{km/h}$ . I danni provocati dai cicloni sia in termini di vite umane sia di danni materiali sono molto ingenti. Oltre al vento che con la sua forza distrugge tutto ciò che incontra sul suo cammino, i cicloni provocano spesso, nelle zone costiere, inondazioni generate dall'innalzamento del livello del mare, mentre nelle zone interne possono provocare piogge così violente da causare lo straripamento dei corsi d'acqua. Purtroppo non è possibile prevedere la genesi di un ciclone ma, una volta avvistato, se ne può seguire l'andamento e il percorso.



Figura 2.11: Direzione degli uragani

### 2.3.3 Cicloni extratropicali

Questi venti sono generati o per l'azione meccanica prodotta da ostacoli (montagne e barriere) su correnti atmosferiche di larga scala, o per l'interazione di masse d'aria in corrispondenza di diversi *fronti*.

Le zone di transizione tra diverse masse d'aria, prendono il nome di zone frontali. La variazione delle proprietà fisiche dell'atmosfera in corrispondenza delle zone frontali è rapida ed avviene lungo le cosiddette *superfici frontali* che sono superfici di discontinuità. L'intersezione di una superficie frontale con una superficie avente la stessa quota prende il nome di *fronte*.

Un fronte può essere freddo o caldo in base alla direzione del suo moto, verso arie più calde o più fredde. Generalmente, un fronte caldo si sposta lentamente e non è associato ad avverse condizioni meteorologiche, mentre un fronte freddo si muove più rapidamente e può causare maltempo.

Le masse d'aria messe in moto dai cicloni extratropicali, hanno proprietà pressoché costanti lungo distanze orizzontali comparabili alle dimensioni degli oceani e dei continenti. Inoltre, possono essere distinte in tre diverse tipologie in base alla loro origine:

- masse d'aria artiche
- masse d'aria polari
- masse d'aria tropicali

Ciascuna di queste tre tipologie di masse d'aria può essere suddivisa ulteriormente in circolazioni *continentali* e *marittime*. Le prime sono generalmente fredde e secche, mentre le seconde sono calde e umide.

### 2.3.4 Venti locali

#### Fohen e Bora

L'influenza di correnti di piccola scala sulla circolazione generale è trascurabile, tuttavia la loro intensità può essere talvolta considerevole cosicché non se ne può prescindere durante la progettazione di struttura resistente all'azione del vento.

Venti forti e localizzati possono generarsi per effetto della variazione di altezza del terreno. Se una massa d'aria si sposta da una zona pianeggiante verso una regione montuosa o collinare, l'aria si raffredda durante l'ascesa. Inizialmente la temperatura si abbassa di  $1^{\circ}\text{C}$  per ogni 100m di altitudine. Inoltre, quando la temperatura scende sotto un certo livello, il vapore d'acqua condensa portando piogge o neve, e la variazione di temperatura con l'altezza si assesta sul valore di  $1^{\circ}\text{C}$  per ogni 100m di altezza. Oltrepassato il picco della montagna, tale valore ritorna ad essere quello iniziale di  $1^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ , e l'aria spostata dalla corrente atmosferica è secca. Se la massa d'aria si riscalda durante la discesa si ha il vento chiamato *fohen*, nel caso in cui la massa d'aria non riesce a riscaldarsi a sufficienza si ha la *bora*.

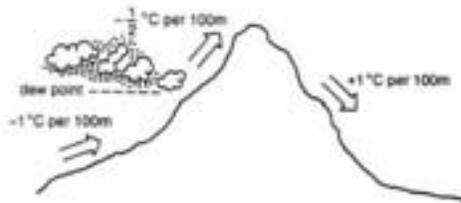


Figura 2.12: Genesi del vento fohen

#### Uragani

Un uragano si può formare in corrispondenza di un veloce moto ascensionale di aria calda e umida. La condensazione dell'aria che sale determina un rilascio di energia, sotto forma di calore latente, mentre la pioggia prodotta determina un moto del sistema centrale verso il basso. La scala dell'uragano è di circa 10 km, mentre la durata è dell'ordine 1 ora.

#### Tornado

Un tornado è un vortice che ruota intorno ad un asse inclinato, con un diametro di circa 300m, e si muove ad una velocità di 10-30m/s. La sua massima velocità tangenziale raggiunge i 100m/s. Al di sotto del tornado si crea una forte depressione che

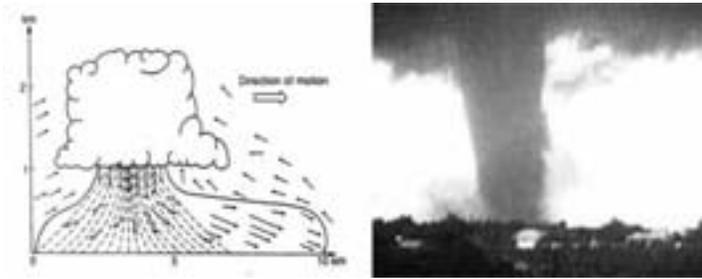


Figura 2.13: Sezione trasversale di un uragano (a sinistra) e vista di un tornado (a destra)

può agire anche in modo molto violento sugli edifici circostanti.

## 2.4 Spettro della componente longitudinale della velocità del vento

Un grafico che riassume i vari fenomeni coinvolti nella circolazione atmosferica è dato dallo spettro di Van der Hoven (Fig. 2.14). Lo spettro risale al 1957 e fu inizialmente ottenuto dalla componente longitudinale della velocità del vento ad una quota di 100m. Il suo utilizzo è stato successivamente esteso alla descrizione della circolazione atmosferica di qualsiasi sito, e supposto valido per tutto lo sviluppo in altezza dello strato limite.

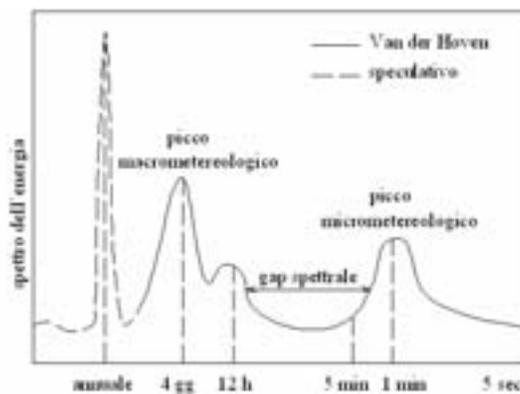


Figura 2.14: Spettro della componente longitudinale della velocità del vento

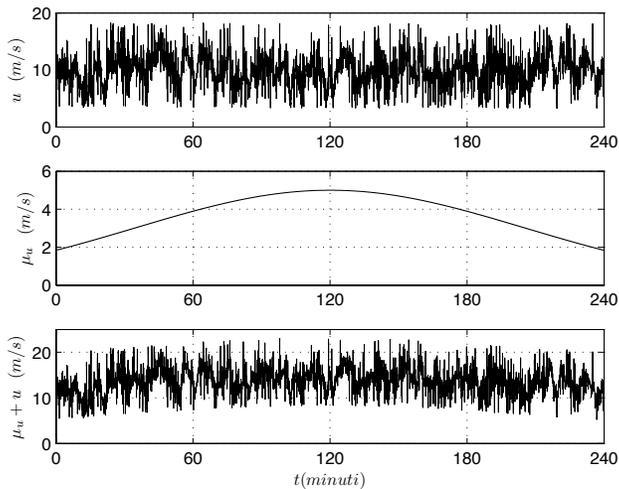


Figura 2.15: Suddivisione della componente longitudinale della velocità del vento come somma del valor medio,  $\mu_u$ , e della componente turbolenta,  $u$

Nella zona caratterizzata dalle basse frequenze, si hanno i fenomeni *macrometeorologici*. Tale regione dello spettro presenta due picchi, uno corrispondente alla periodicità del vento giornaliera (*brezze* caratterizzate da un periodo pari a 12 ore), l'altro relativo al normale periodo di sviluppo di una burrasca o tempesta, ossia circa 4 giorni (100 ore). Lo spettro è stato esteso anche a sinistra oltre il campo di definizione dello spettro originale, e presenta un ulteriore massimo in corrispondenza della periodicità annuale. Alle alte frequenze è possibile osservare un ulteriore picco, intorno a fenomeni della durata di 1-2 minuti, da attribuire alla turbolenza atmosferica. Quest'ultima non influenza la circolazione atmosferica, ma invece è importante nelle pratiche progettuali.

Lo spettro è una misura della varianza statistica del vento turbolento. Nella zona centrale del grafico in Fig. 2.14, la varianza risulta minima e pressoché costante in un periodo di tempo compreso tra 10 minuti ed un'ora. Tale periodo di tempo prende il nome di *gap spettrale* e fornisce un'utile informazione per la valutazione della velocità di riferimento di un determinato sito. Essendo minima e costante la varianza, è minima l'escursione della componente fluttuante della velocità eolica rispetto alla sua media che pertanto può essere calcolata con buona approssimazione mediando le registrazioni su un periodo compreso tra 10 minuti ed un'ora.

Poiché la velocità media è stazionaria all'interno del gap spettrale, è possibile considerare la componente fluttuante longitudinale del vento come somma del valor medio ottenuto su un periodo di 10-60 minuti e della componente fluttuante di origine turbolenta (Fig. 2.15).