

Meteorologia di base



Savignano sul Rubicone 10-01-2020

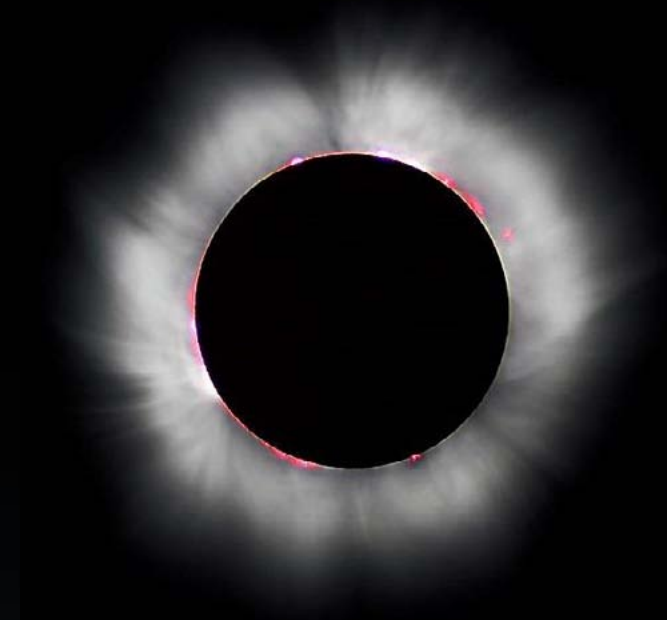
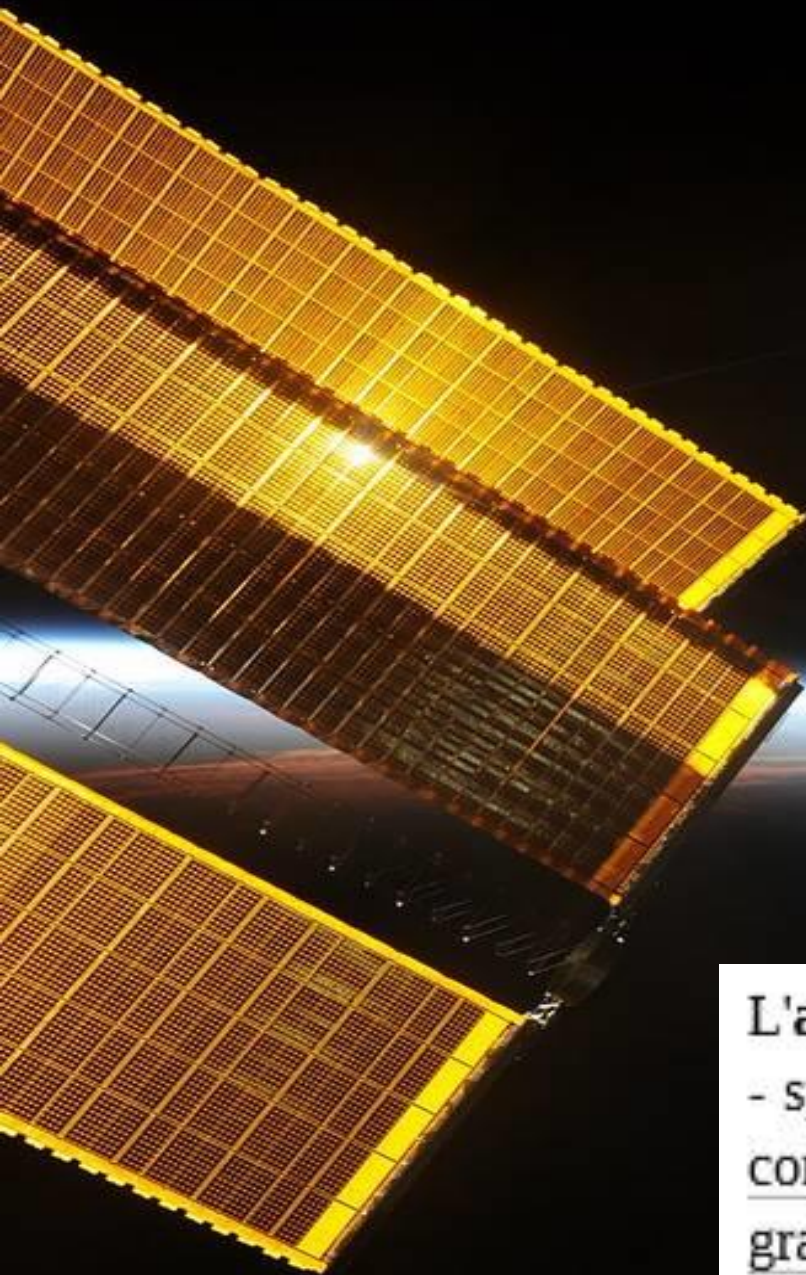
Marino Biondi

Il termine "*meteorologia*"

Il termine deriva dal greco μετεωρολογία, *meteōrología*, da μετέωρος *metéōros*, "elevato" e λέγω *légō*, "parlo", quindi "discorso razionale intorno agli oggetti alti". La parola μετέωρος ha un'etimologia incerta, forse da μετά *metá* "con, dopo" e ἄρω *áirō* "alzo".^[2]

La **meteorologia**^[1] è il ramo delle scienze dell'atmosfera e delle scienze della Terra che studia i fenomeni fisici che avvengono nell'atmosfera terrestre (troposfera) e responsabili del tempo atmosferico. Lo studio dell'atmosfera è lo studio dei suoi parametri fondamentali e delle leggi fisiche o processi che intercorrono tra essi: temperatura dell'aria, umidità atmosferica, pressione atmosferica, radiazione solare, vento.

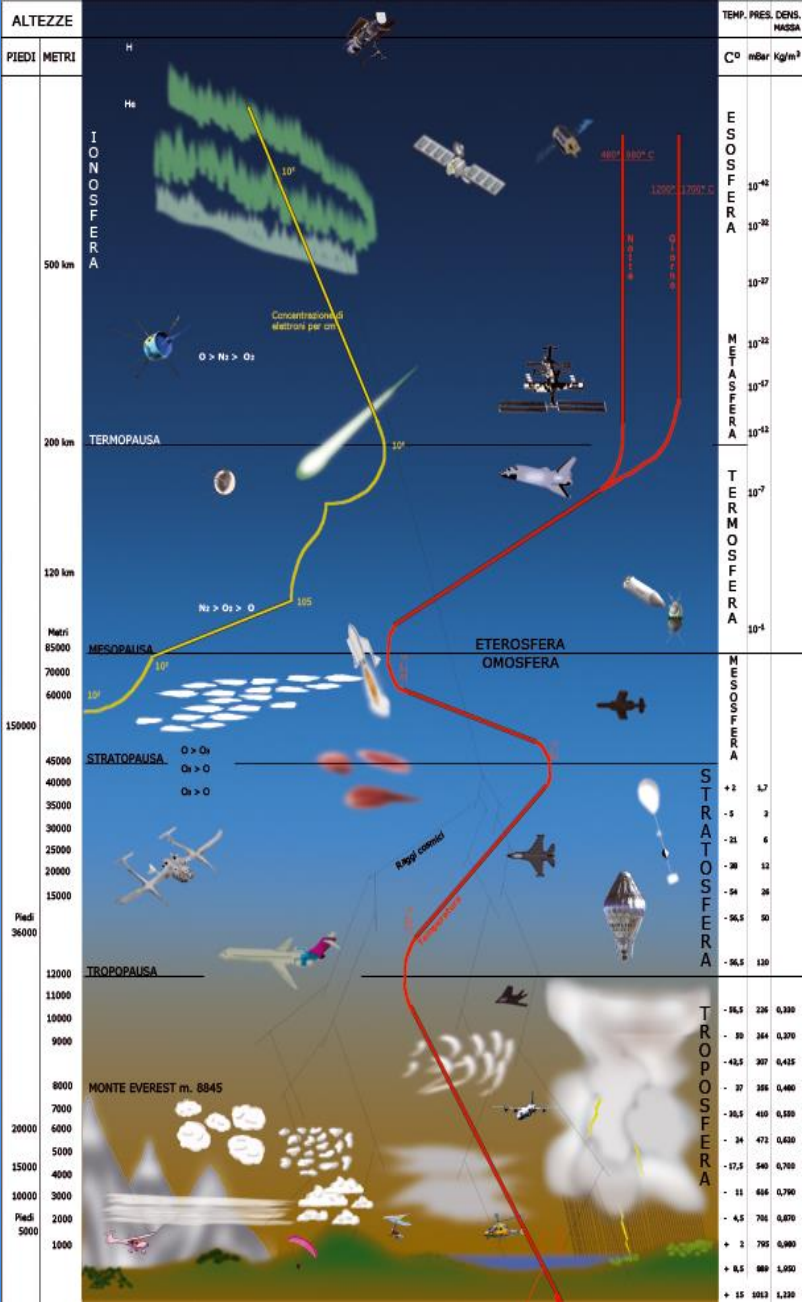
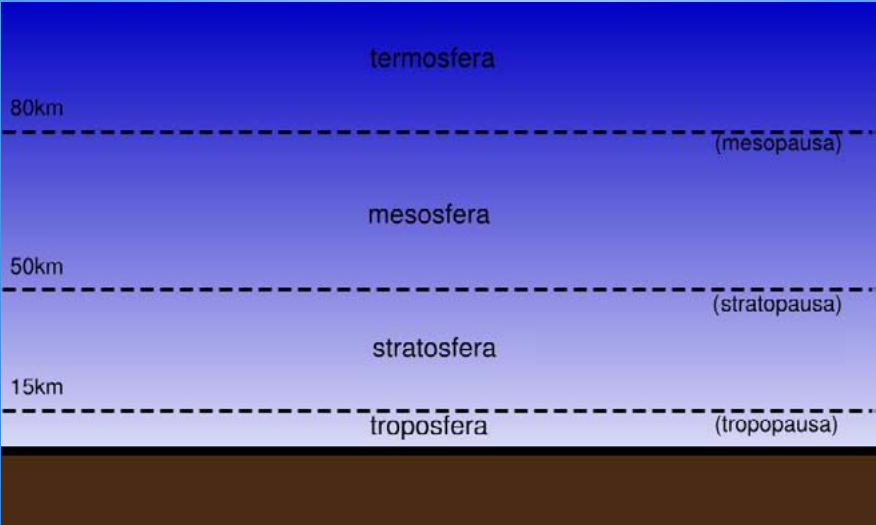
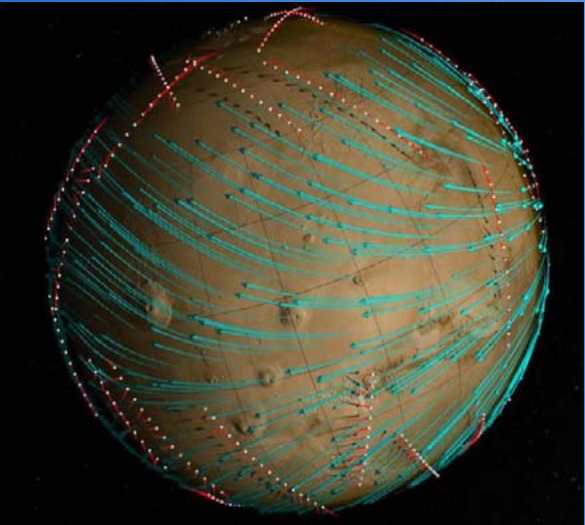
ATMOSFERA



L'**atmosfera** (dal greco *ἀτμός* - *atmòs* - "vapore" e *σφαῖρα* - *sphàira* - "sfera") è un involucro gassoso che circonda un corpo celeste, le cui molecole sono trattenute dalla forza di gravità del corpo stesso.

I gas costituenti un'atmosfera planetaria subiscono una costante dispersione verso lo spazio cosmico, favorita dall'irraggiamento solare e dal vento solare ed ostacolata dalla gravità esercitata dalla massa del pianeta e dallo scudo fornito dal suo campo magnetico.

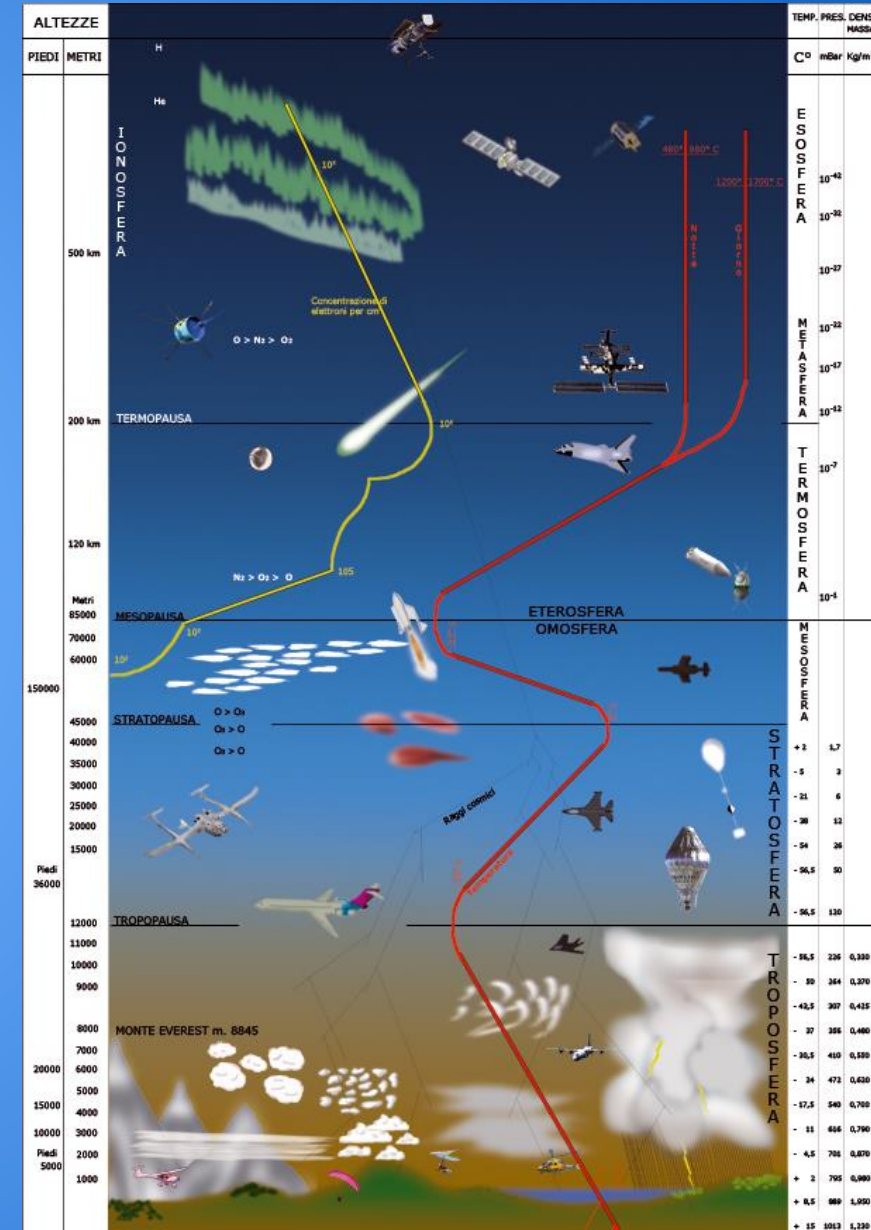
L'atmosfera terrestre non possiede una struttura omogenea e pertanto viene suddivisa in vari strati che presentano caratteristiche diverse.



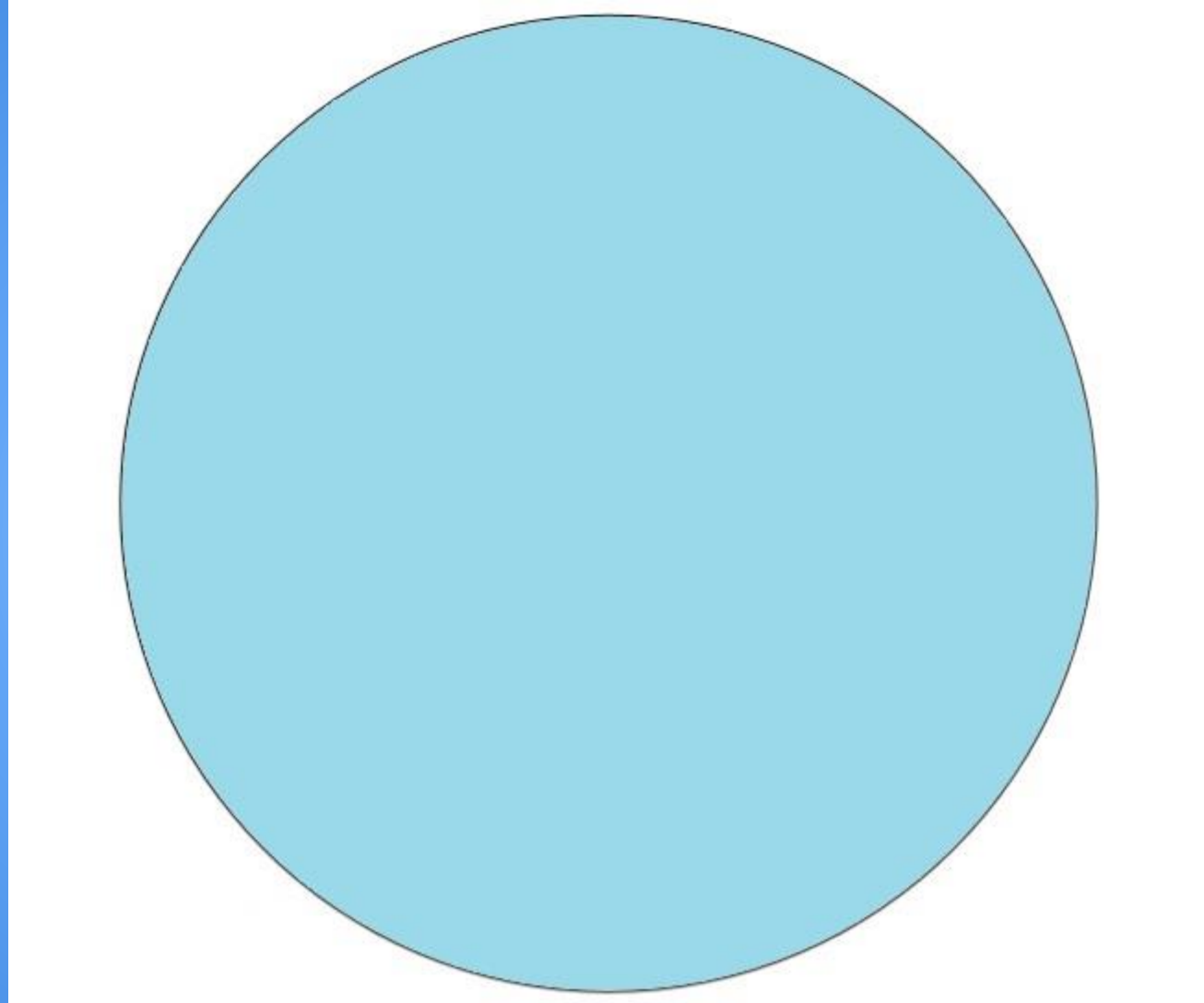
La composizione chimica media al suolo dell'atmosfera è la seguente:

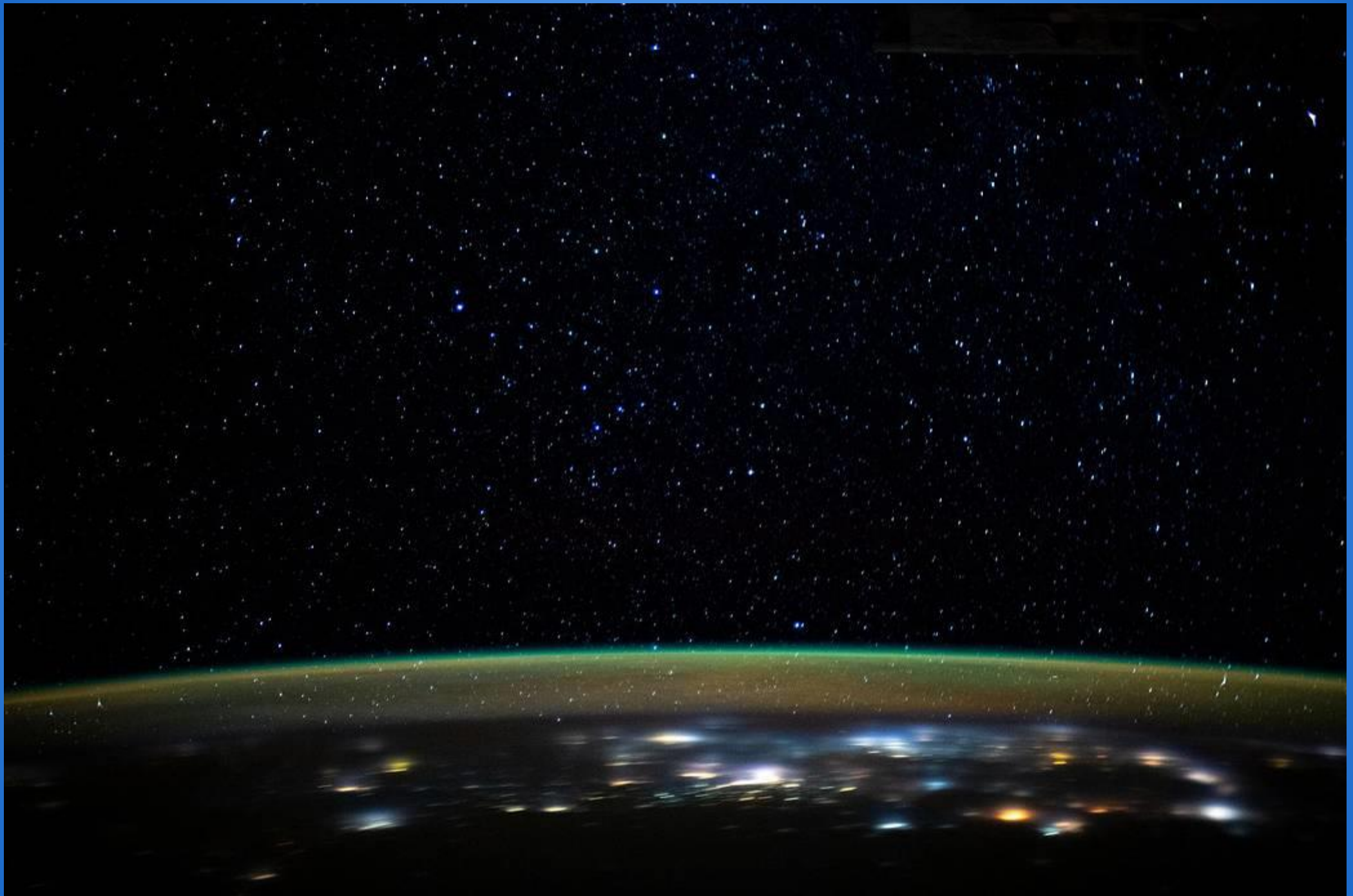
- Azoto (N_2): 78,08%
- Ossigeno (O_2): 20,95%
- Argon (Ar): 0,93%
- Vapore acqueo (H_2O): 0,33% in media (variabile da circa 0% a 5-6%)
- Biossido di carbonio (CO_2): 0,0403% ($403,3 \pm 0.1$ ppm) (media globale per il 2016^[2])
- Neon (Ne): 0,00181% (18 ppm)
- Elio (He): 0,0005% (5 ppm)
- Metano (CH_4): 0,0002% (2 ppm)
- Idrogeno (H_2): 0,00005% (0,5 ppm)
- Krypton (Kr): 0,000011% (0,12 ppm)
- Xenon (Xe): 0,000008% (0,08 ppm)
- Ozono (O_3): 0,000004% (0,0364 ppm)

413,56 ppm



L'Atmosfera è molto sottile: il 90,5% di essa è contenuto nei primi 20 Km su 6.000 Km di raggio terrestre. In pratica 2 cm su un mappamondo del diametro di 12 metri. Nei primi 30 Km la percentuale sale al 98,5%.





Scopi fondamentali dell'Atmosfera

Difendere il pianeta da impatti di oggetti provenienti dallo spazio.

Bloccare le radiazioni cosmiche.

Redistribuire il calore proveniente dal Sole sull'intera superficie del globo.

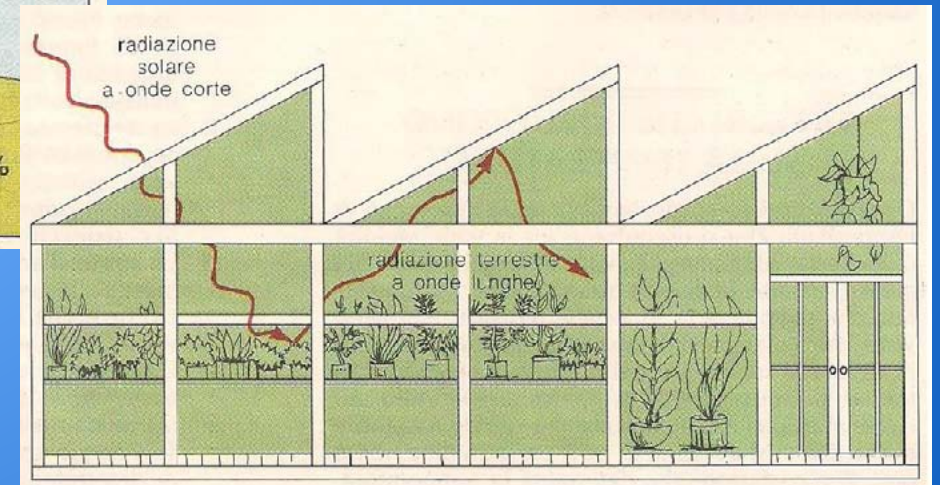
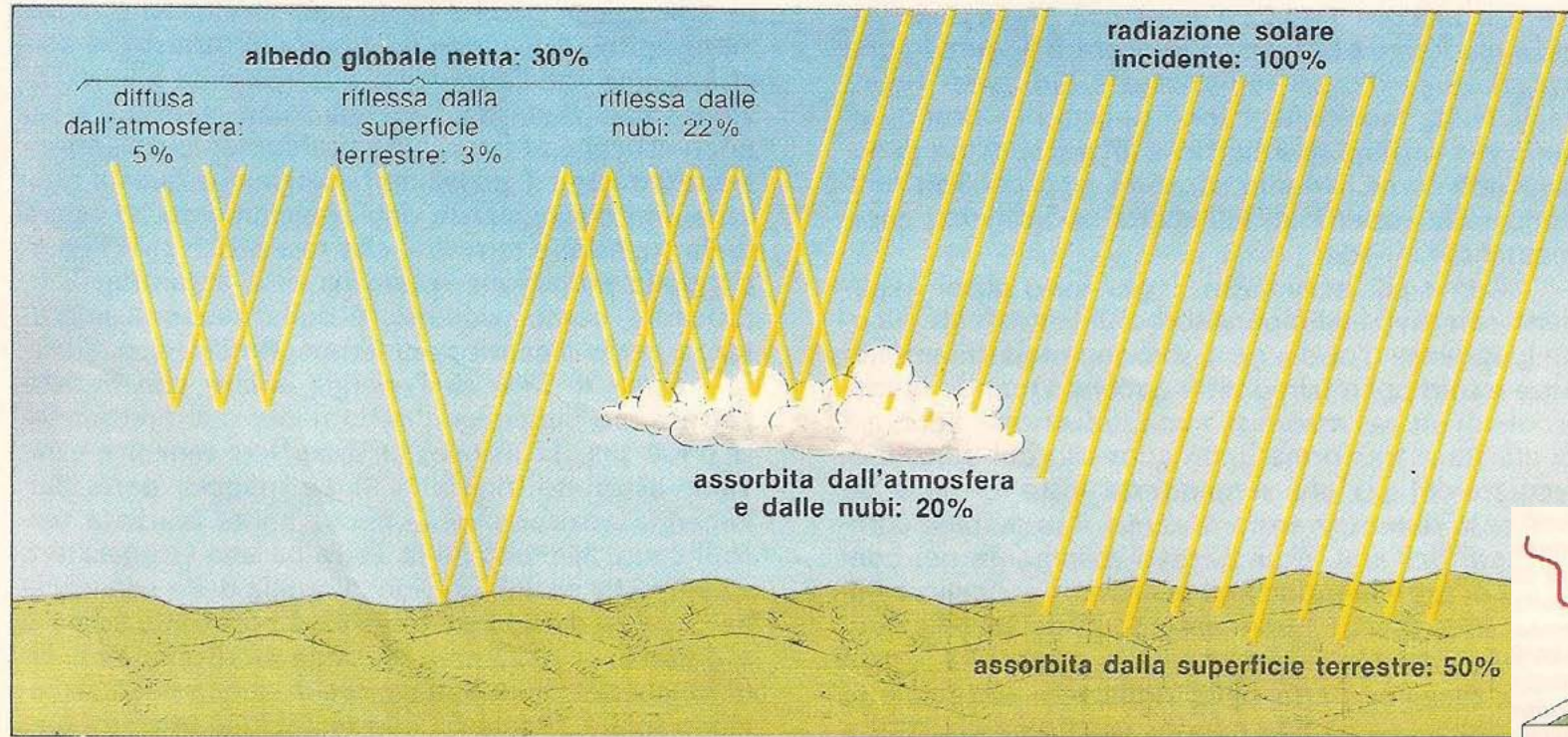
La Temperatura



Figura 14.8 Esempio di propagazione del calore per conduzione, convezione e irraggiamento.

La Temperatura

Figura 14.9 Bilancio della radiazione solare relativo alla Terra e alla sua atmosfera. L'energia solare viene assorbita molto di più dalla superficie terrestre che dall'atmosfera: ne consegue che l'aria è riscaldata dal Sole non tanto direttamente, quanto piuttosto indirettamente, mediante la superficie terrestre.



La Temperatura

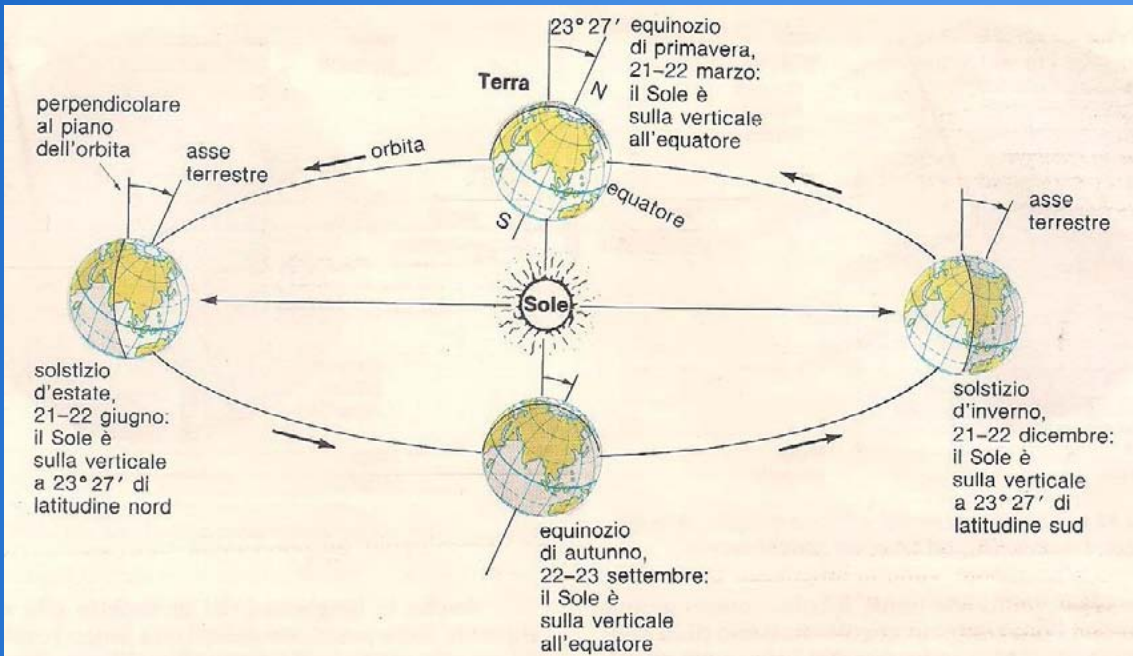


Figura 14.3 I raggi solari che incidono con un basso angolo sulla superficie terrestre devono attraversare uno spessore di atmosfera maggiore di quello che devono attraversare i raggi solari che incidono con un angolo maggiore: i primi subiscono pertanto in misura maggiore gli effetti della riflessione e dell'assorbimento.

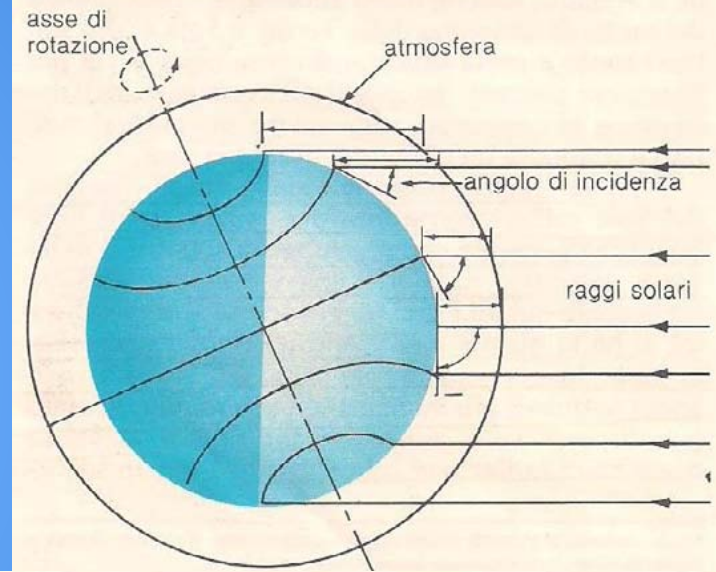
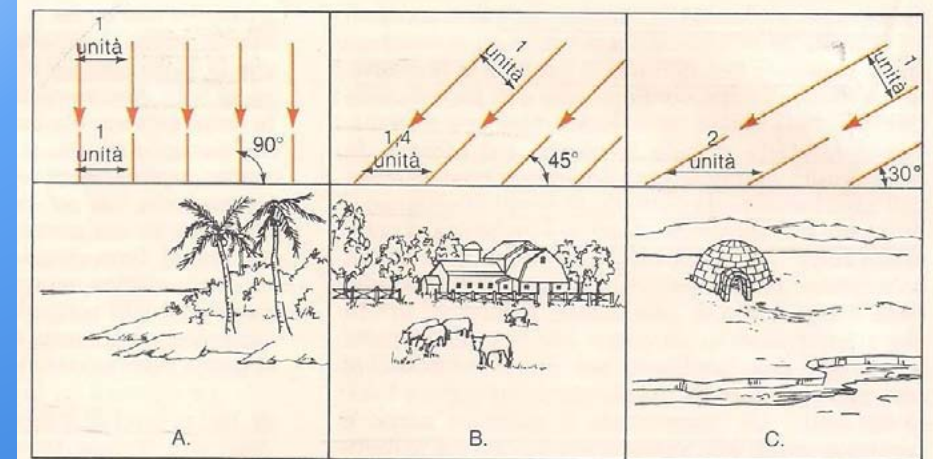


Figura 14.6 Caratteristiche del solstizio d'estate (A) e del solstizio d'inverno (B) nell'emisfero settentrionale.



La Temperatura

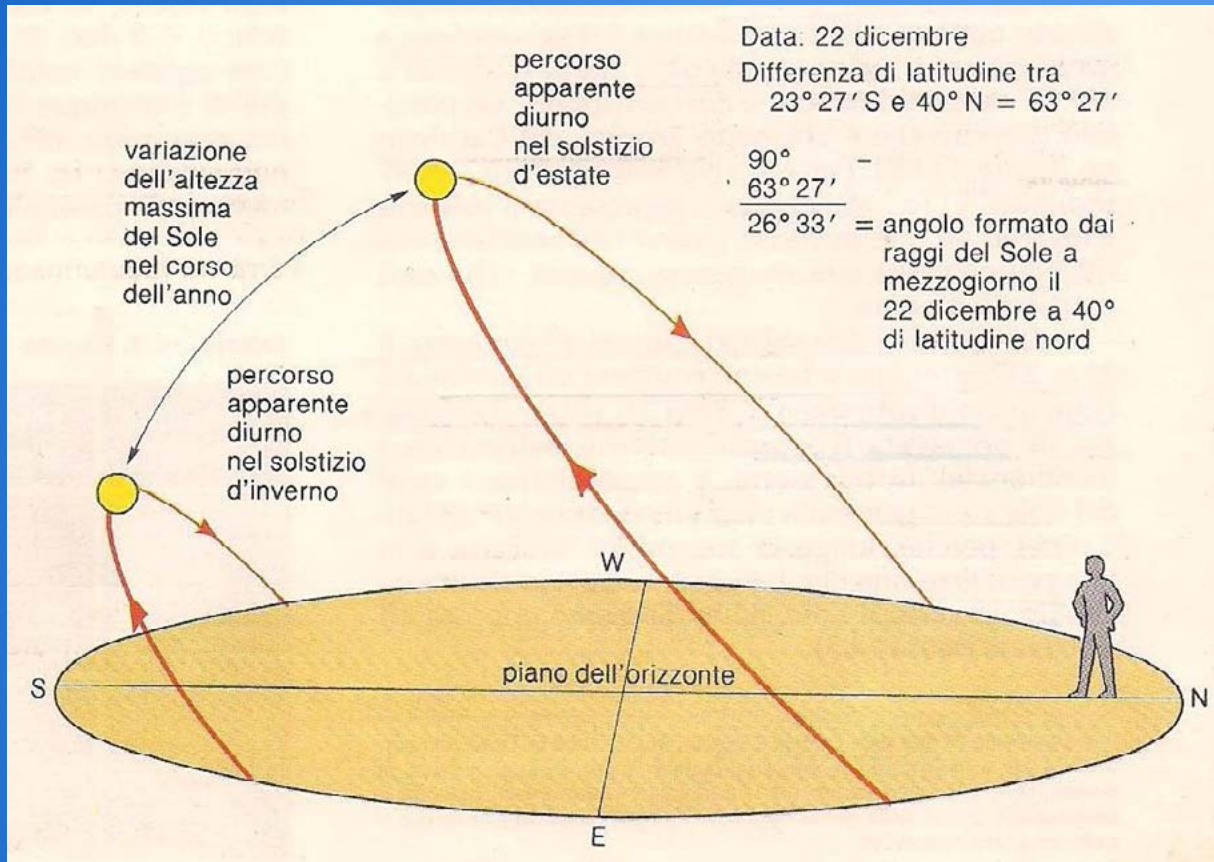


Tabella 14.3 Durata del dì.

Latitudine (gradi)	Solstizio d'estate	Solstizio d'inverno	Equinozi
0	12 h	12 h	12 h
10	12 h 35 min	11 h 25 min	12
20	13 12	10 48	12
30	13 56	10 04	12
40	14 52	9 08	12
50	16 18	7 42	12
60	18 27	5 33	12
70	24	0 00	12
80	24	0 00	12
90	24	0 00	12

La Temperatura

Tabella 14.5 Temperature medie mensili e temperatura media annua (in °C) di Venezia e di Milano.

Mesi	Venezia	Milano
Gennaio	3,5	1,2
Febbraio	4,9	3,9
Marzo	8,8	9,0
Aprile	13,5	13,4
Maggio	17,4	17,3
Giugno	21,4	22,2
Luglio	23,9	24,8
Agosto	23,3	23,7
Settembre	20,0	19,9
Ottobre	14,6	13,8
Novembre	9,2	7,7
Dicembre	4,8	2,6
Anno	13,8	13,5

Tabella 14.6 Come varia l'escursione termica media annua (in °C) con la latitudine.

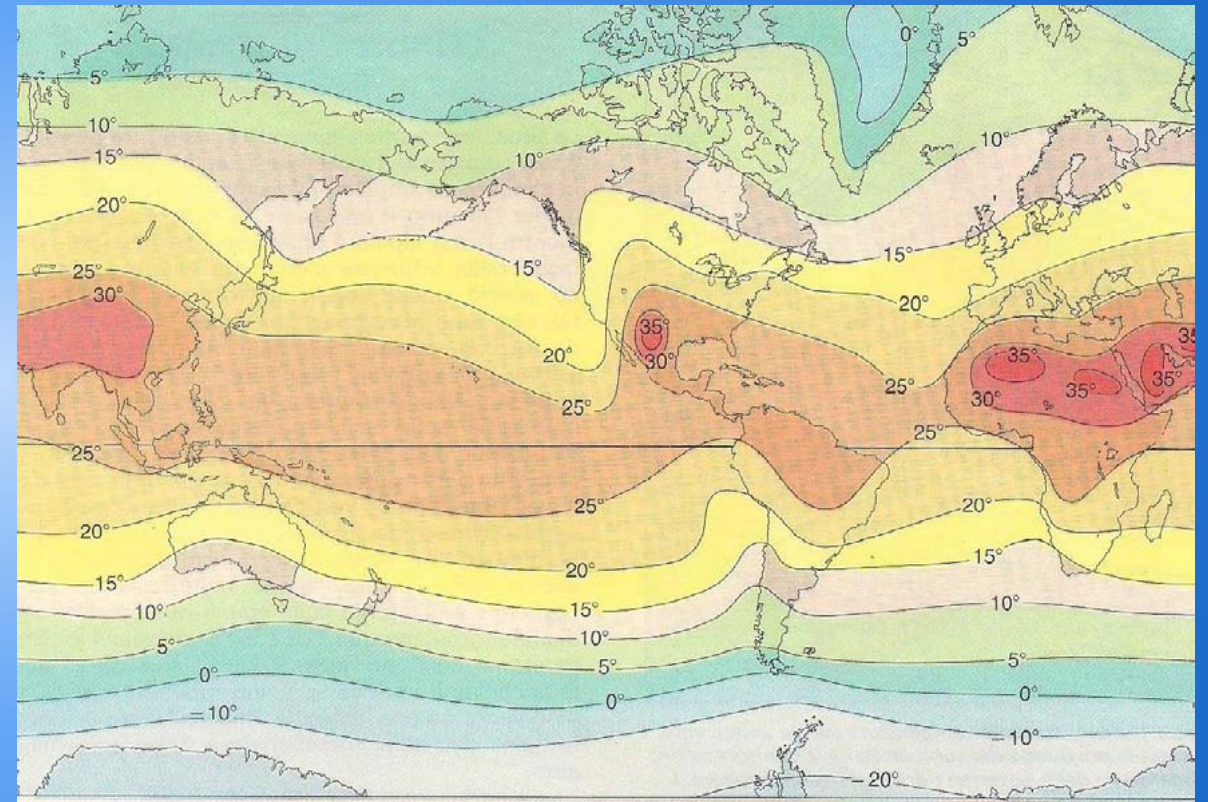
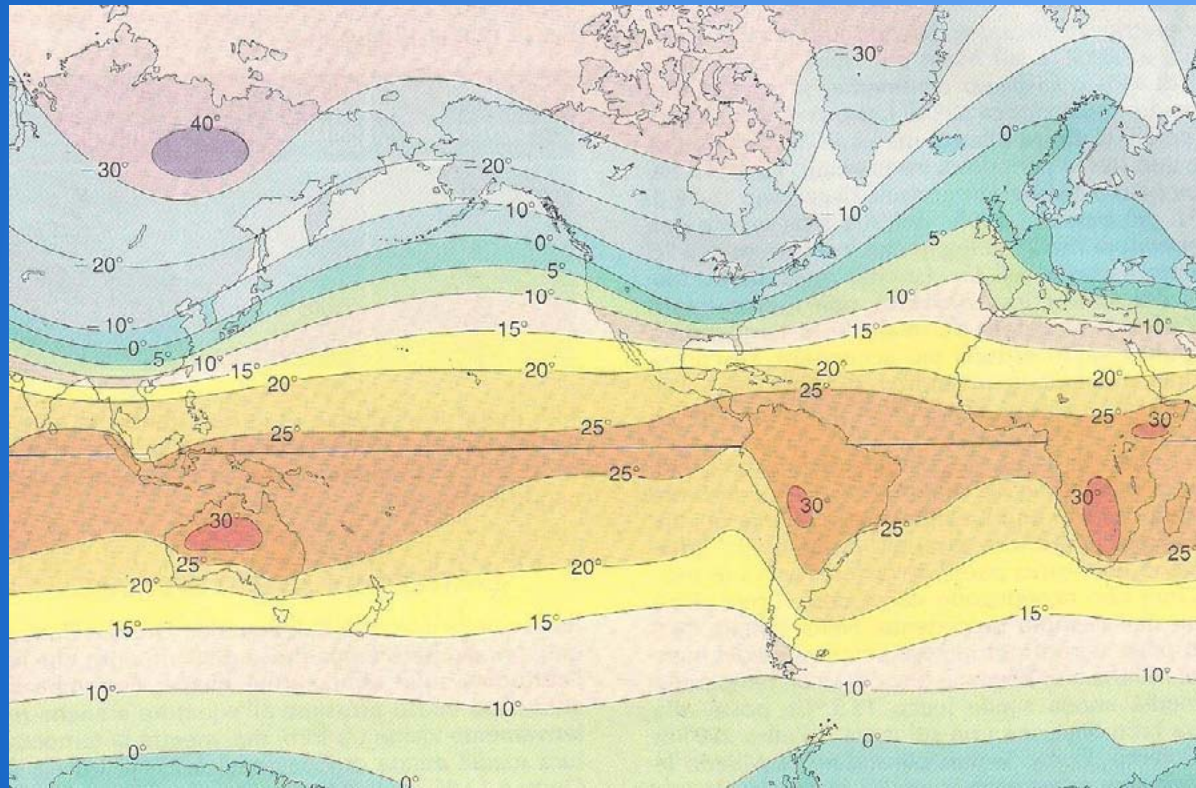
Latitudine	Emisfero settentrionale	Emisfero meridionale
0	0	0
15	3	4
30	13	7
45	23	6
60	30	11
75	32	26
90	40	31

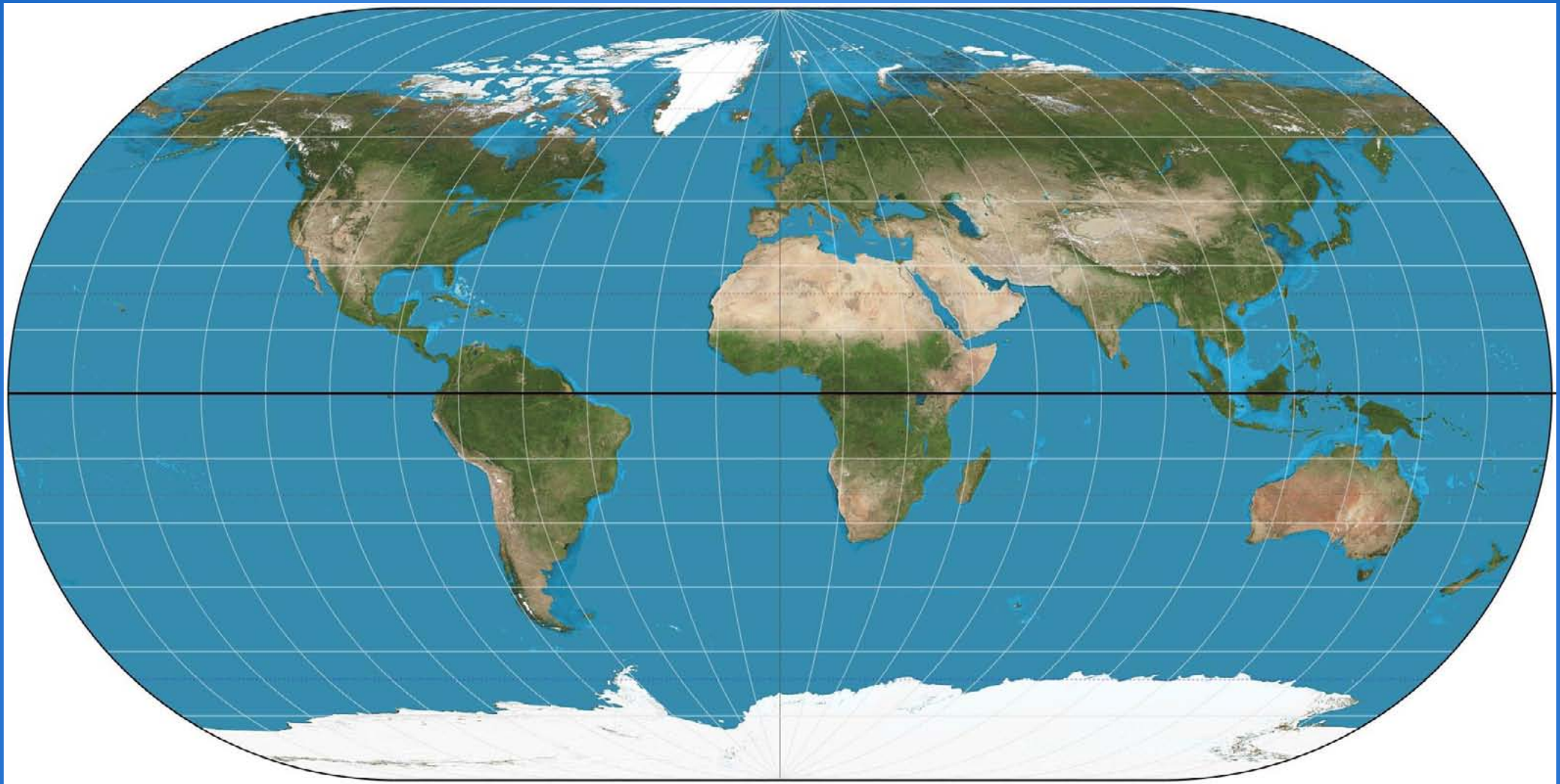
La Temperatura

Superficie	Percentuale riflessa
Coltri di nubi	
meno di 150 m di spessore	25-63
150-300 m di spessore	45-75
300-600 m di spessore	59-84
Media di tutti i tipi di nubi e spessori	50-55
Calcestruzzo	17-27
Piantagioni, verdi	5-25
Foresta, verde	5-10
Praterie, verdi	5-25
Campo arato, bagnato	14-17
Strada, asfaltata	5-10
Sabbia, bianca	30-60
Neve, fresca	80-90
Neve, vecchia	45-70
Suolo, scuro	5-15
Suolo, chiaro (o deserto)	25-30
Acqua	8*

* Valore tipico per la superficie dell'acqua, ma il potere riflettente aumenta rapidamente da meno del 5%, quando l'altezza del Sole sull'orizzonte è maggiore di 30°, a più del 60%, quando l'altezza del Sole sull'orizzonte è inferiore ai 3°. I mari mossi hanno albedo leggermente inferiore a quella dei mari calmi.

La Temperatura



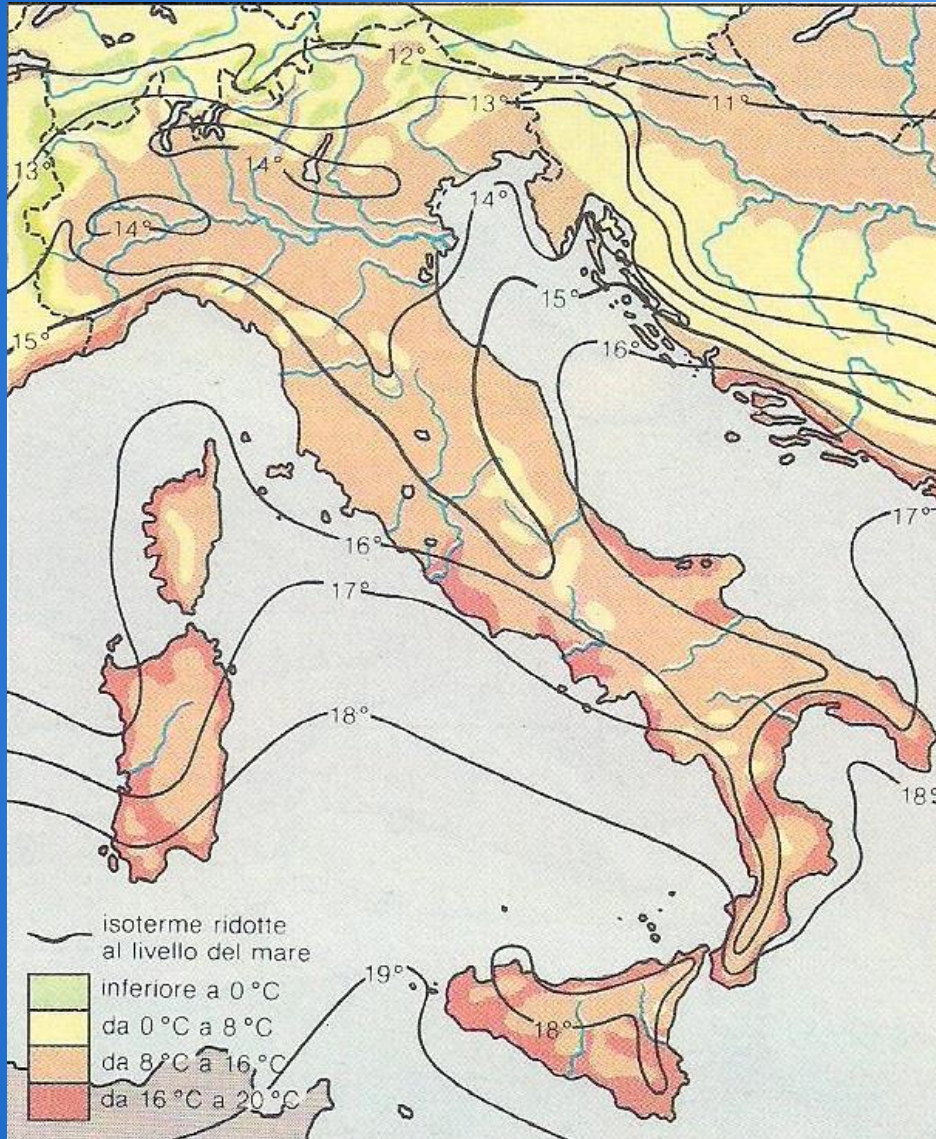


Superficie totale emisferica 255.050.000 Km*

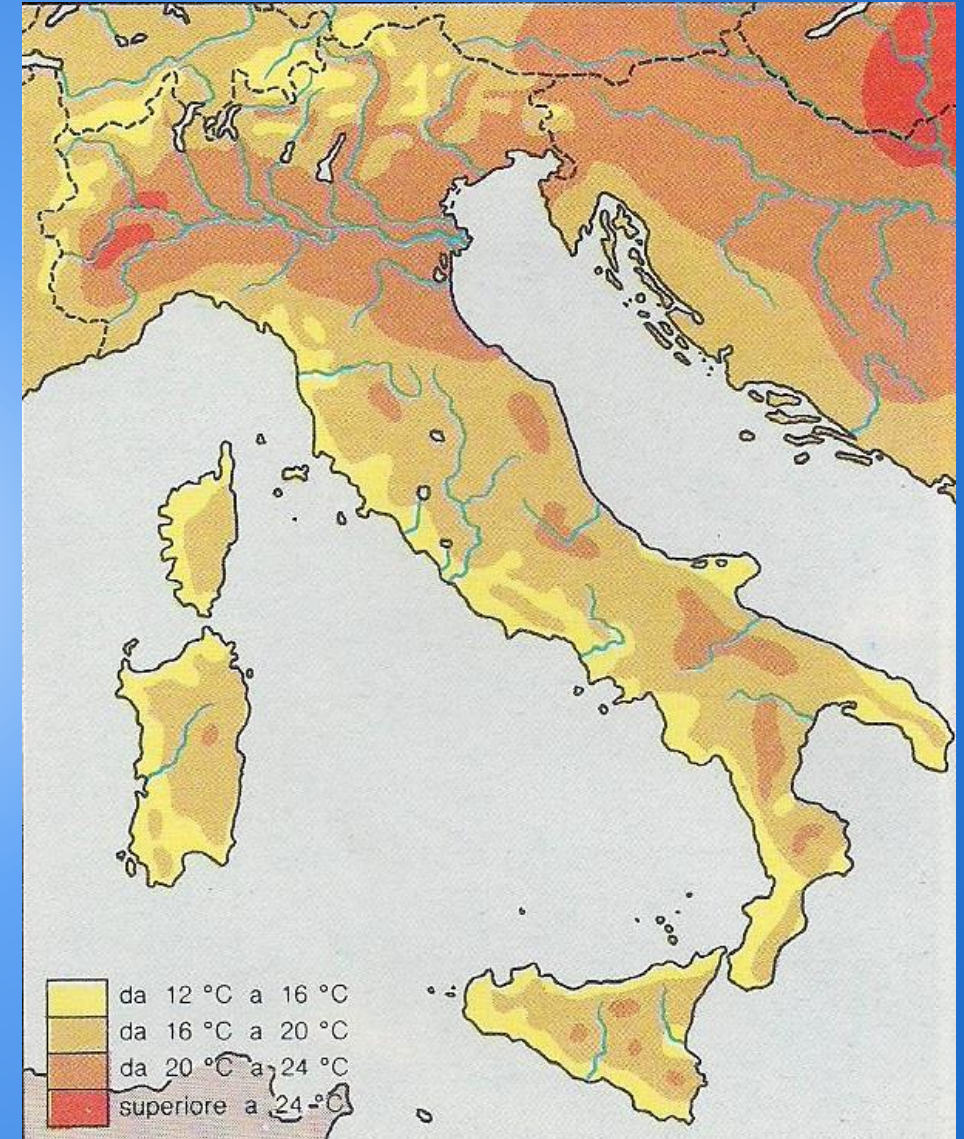
Terre emerse Emisfero Boreale 106.045.650 Km* (41,58%)

Terre emerse Emisfero Australe 43.354.350 Km* (17,00%)

La Temperatura

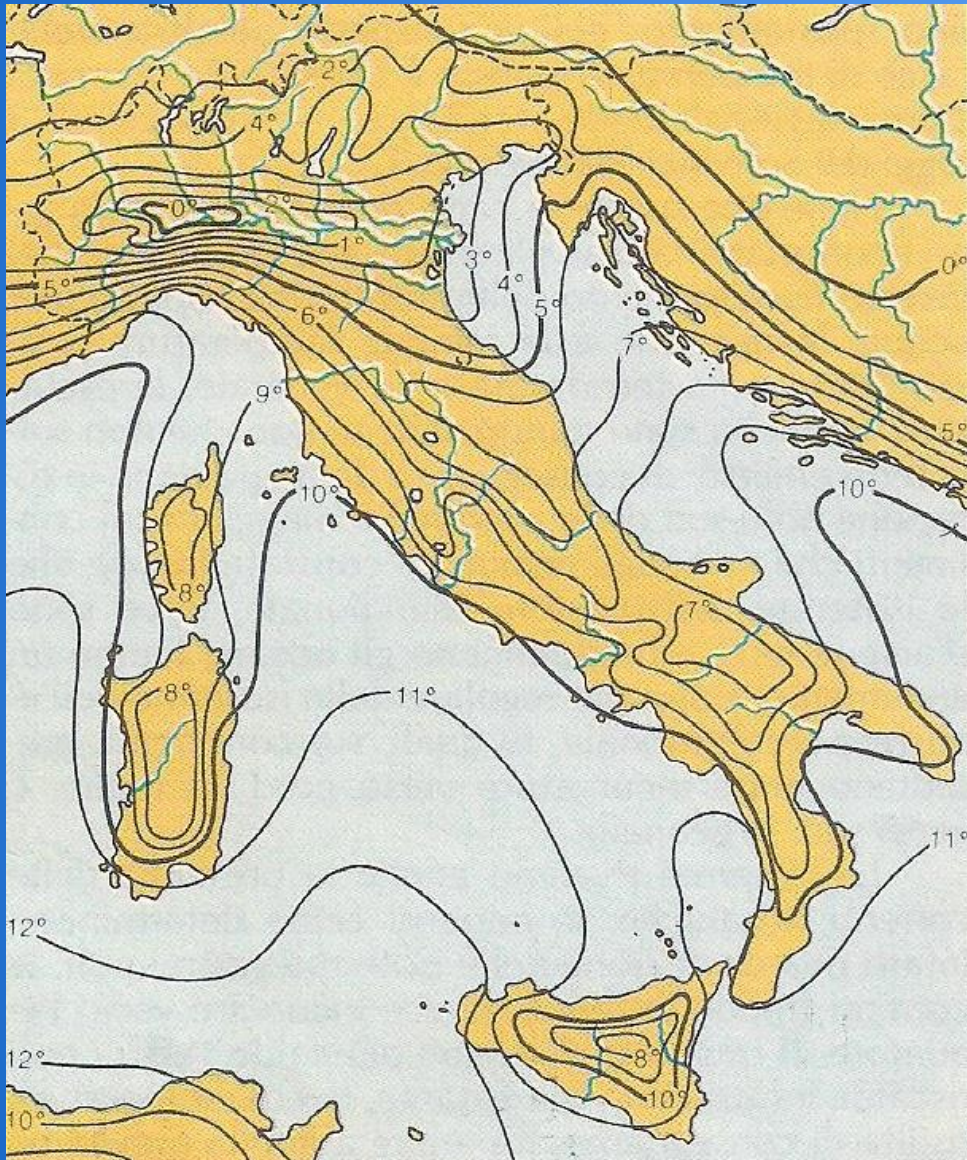


Temperature medie annue vere

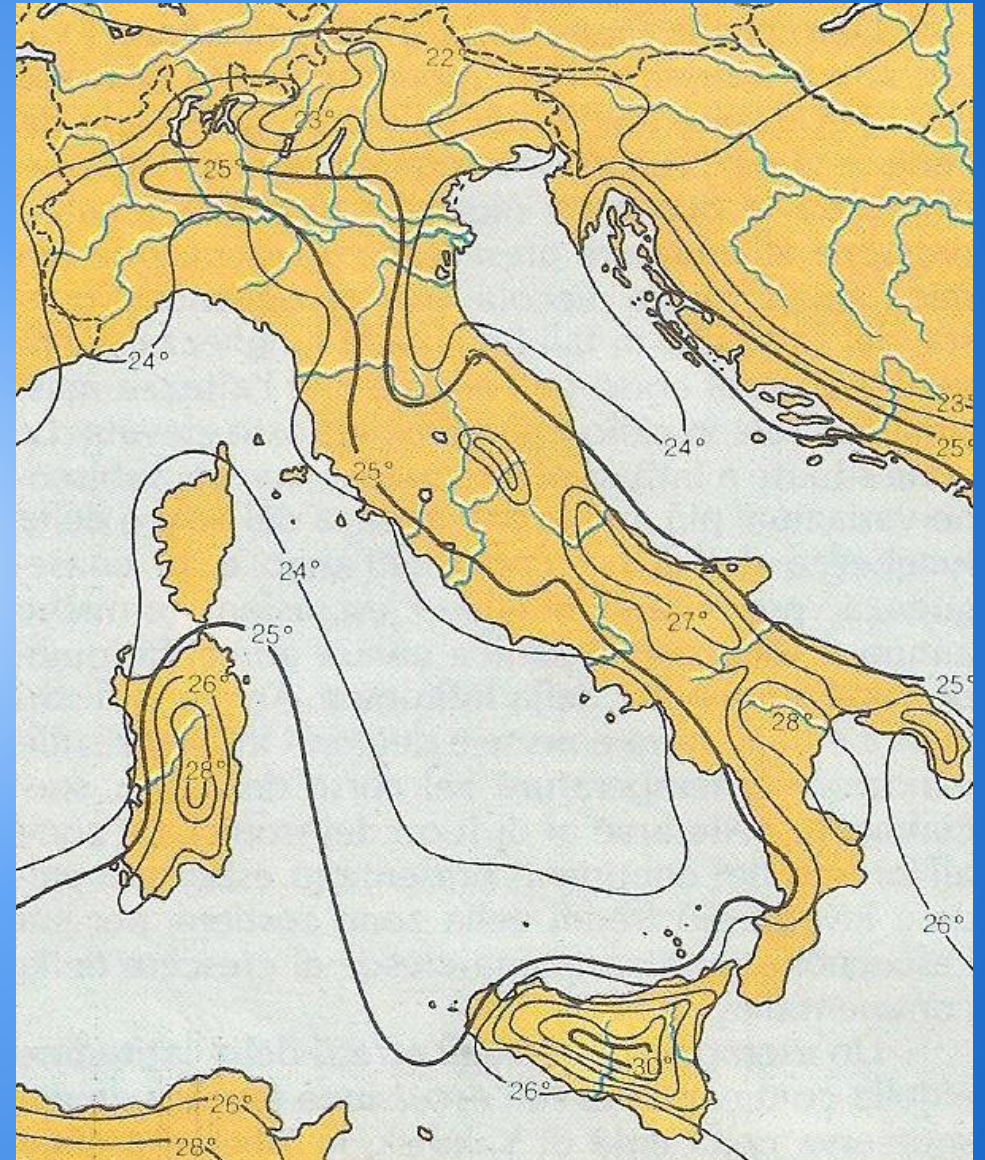


Escursione termica annua vera

La Temperatura



Andamento medio isoterme Gennaio



Andamento medio isoterme Luglio

L'Umidità Atmosferica

La composizione chimica media al suolo dell'atmosfera è la seguente:

- Azoto (N_2): 78,08%
- Ossigeno (O_2): 20,95%
- Argon (Ar): 0,93%
- Vapore acqueo (H_2O): 0,33% in media (variabile da circa 0% a 5-6%)
- Biossido di carbonio (CO_2): 0,0403% ($403,3 \pm 0,1$ ppm) (media globale per il 2016^[2])
- Neon (Ne): 0,00181% (18 ppm)
- Elio (He): 0,0005% (5 ppm)
- Metano (CH_4): 0,0002% (2 ppm)
- Idrogeno (H_2): 0,00005% (0,5 ppm)
- Krypton (Kr): 0,000011% (0,12 ppm)
- Xeno (Xe): 0,000008% (0,08 ppm)
- Ozono (O_3): 0,000004% (0,0364 ppm)

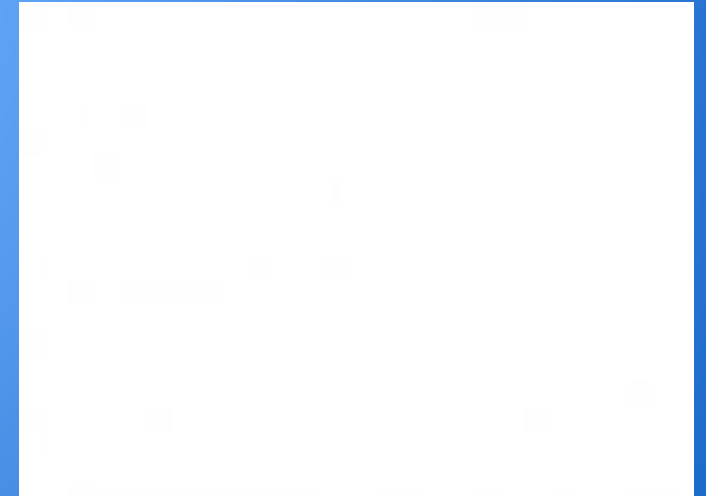
Gli Stati dell'Acqua



Solido



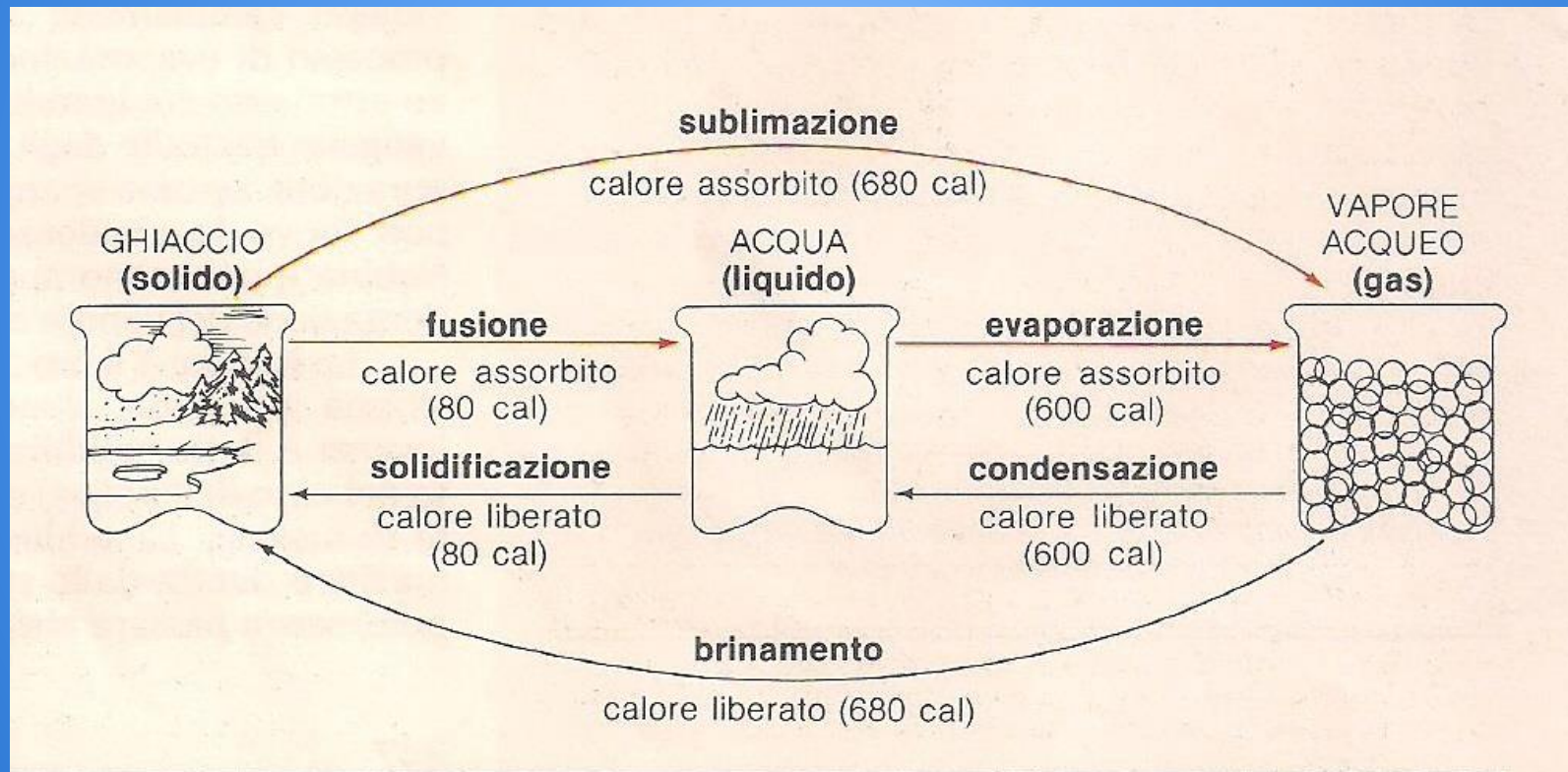
Liquido



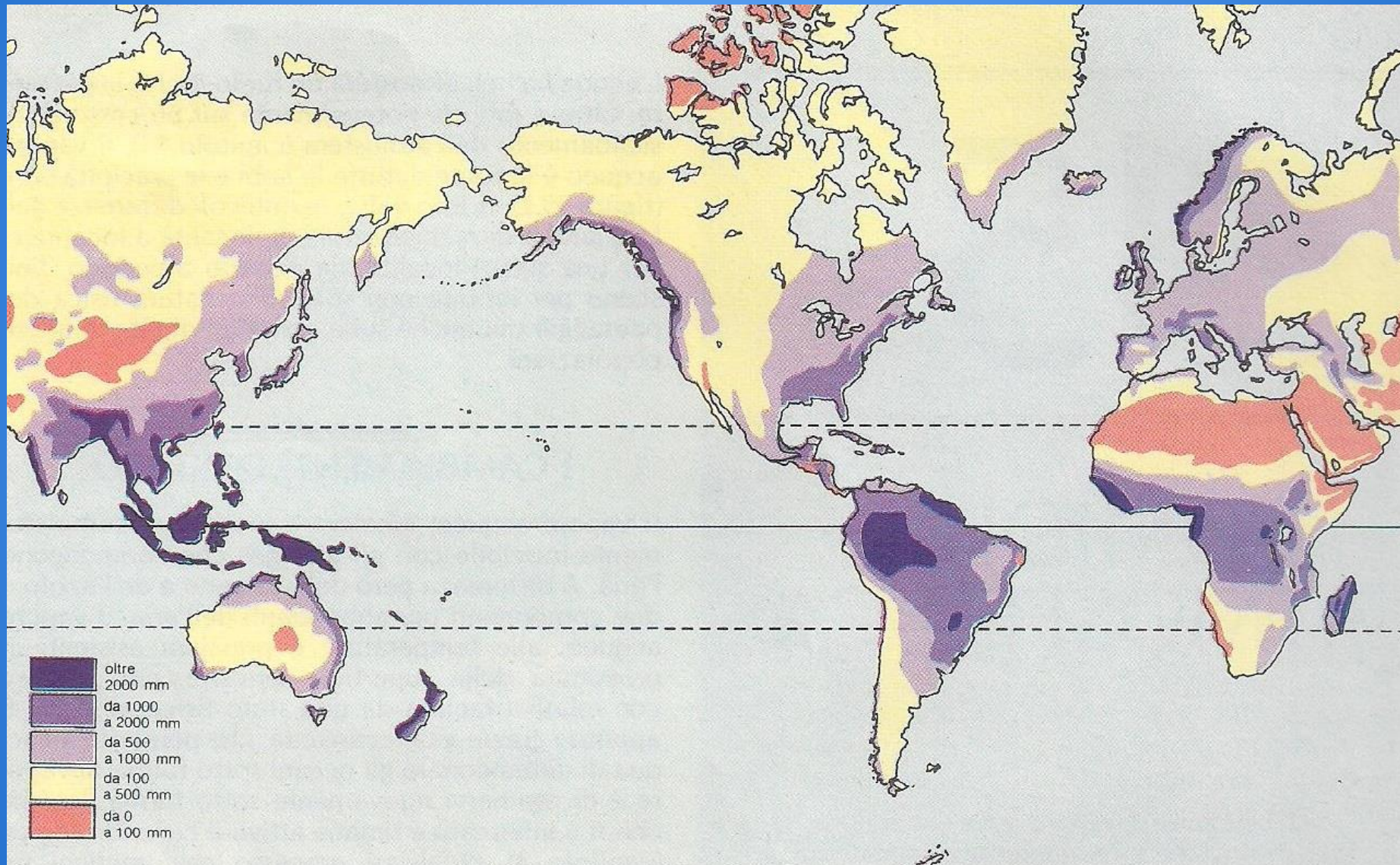
Gassoso

L'Umidità Atmosferica

I cambiamenti di stato



L'Umidità Atmosferica



L'Umidità Atmosferica

- *L'umidità assoluta*, è il peso del vapor acqueo contenuto nell'unità di volume di aria secca (g/m^3). È scarsamente usata in meteorologia perché non è un elemento rappresentativo per l'aria in quanto dipende dal volume. In termini di tensione di vapore si può definire come la tensione che il vapore esercita in 1 m^3 di aria. Non è di facile determinazione.

- *L'umidità specifica*, q , è il peso di vapor acqueo contenuto in 1 Kg . di *aria umida*. Essa non varia finché non ci sono condensazioni perciò è una grandezza rappresentativa delle *masse d'aria*. Con buona approssimazione è data da: $q = 0,622 \frac{e}{p}$ con e = tensione di vapore; p = pressione atmosferica. Essa si esprime in g/Kg .

- *L'umidità relativa*, U_r , è data dal rapporto tra la quantità di vapore g_v presente nell'aria e la quantità massima G_v che l'ambiente può contenere alla stessa temperatura. Espressa in termini di pressione essa è il rapporto tra la *tensione di vapore reale* e la *tensione di vapore saturo* E , espressa in percento. Si ha:

$$U_r = \frac{g_v}{G_v} \cdot 100 = \frac{e}{E} \cdot 100 \%$$

L'*umidità relativa* fornisce subito lo stato dell'aria nei confronti della saturazione. Per es. $U_r = 80 \%$ significa che l'aria può assorbire ancora il 20% dell'umidità che già possiede prima di diventare satura, se la temperatura non cambia.

All'aumentare della temperatura *diminuisce l'umidità*, viceversa essa *aumenta* al diminuire della temperatura.

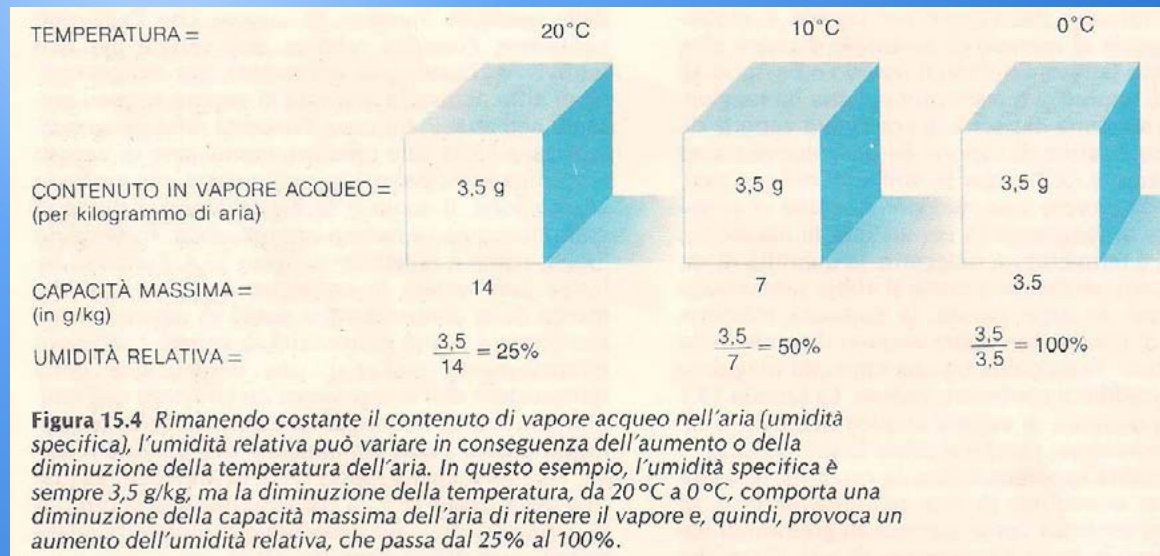
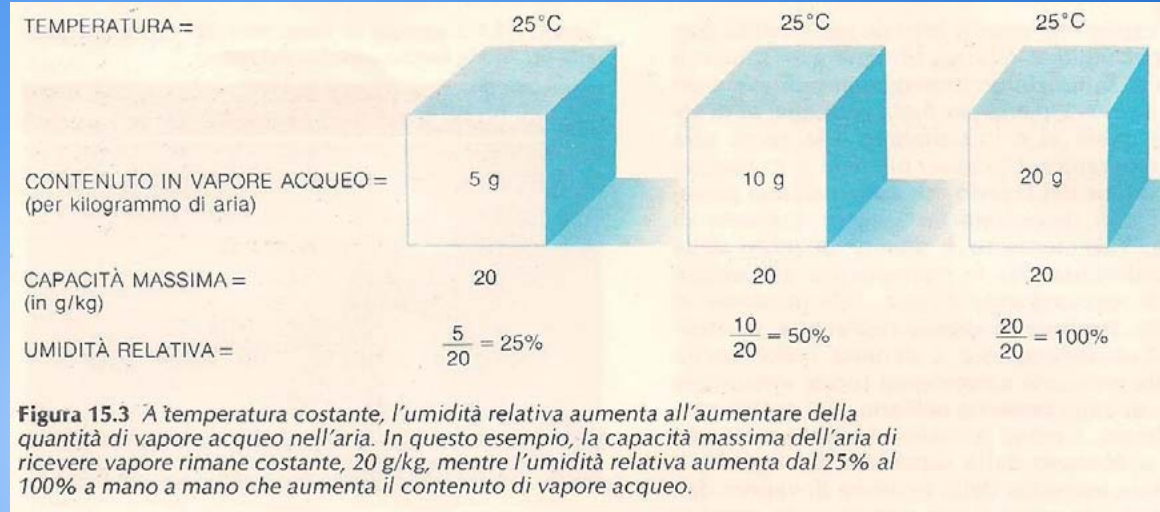
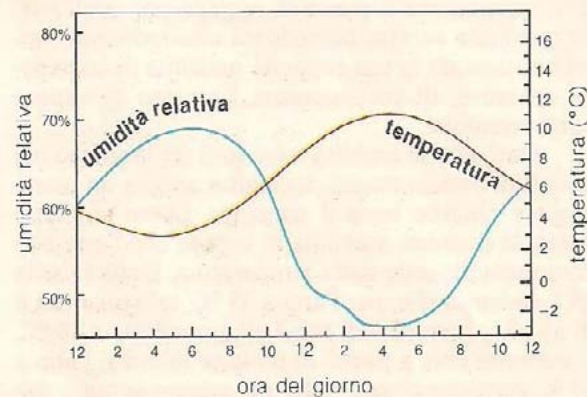
La temperatura di rugiada, T_d , o *punto di rugiada* (*dew point*), è la temperatura alla quale si deve raffreddare, a pressione costante, una massa d'aria umida perché si raggiunga la saturazione. La temperatura di rugiada, confrontata con quella esistente nell'aria, fornisce anche una valutazione dell'*umidità relativa*.

La *temperatura di rugiada* è tanto più bassa quanto più l'aria è secca. Se il punto di rugiada è superiore a quello di fusione, si ha *condensazione liquida* (*nebbia, rugiada*); se è al di sotto si ha la formazione di cristalli di ghiaccio (*brina*).

L'Umidità Atmosferica

QUANTITA' DI VAPORE ACQUEO IN 1 m ³ DI ARIA SATURA ALLE DIVERSE TEMPERATURE	
Temperatura (°C)	Quantità di vapore acqueo (g/m ³)
-40	0,1
-30	0,3
-20	1,1
-10	2,3
0	4,8
5	6,8
10	9,4
15	12,7
20	17,1
25	22,8
30	30,1
35	30,0
40	50,7

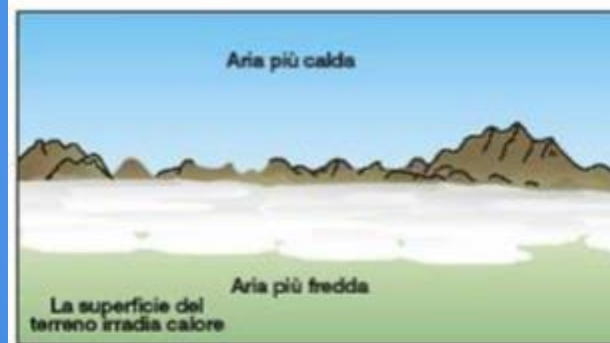
Figura 15.5 Tipiche variazioni giornaliere della temperatura e dell'umidità relativa nel corso di una giornata primaverile in una località prossima al mare alle medie latitudini.



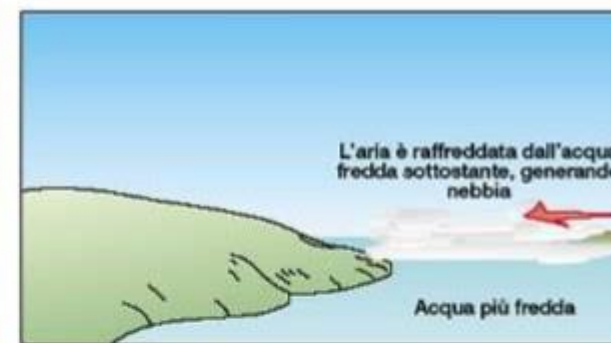
L'Umidità Atmosferica

La *nebbia* si forma in seguito alla condensazione di vapor acqueo in vicinanza della superficie terrestre. La struttura fisica della nebbia non differisce da quella della nube. Essa è composta da minuscole goccioline di acqua, in sospensione nell'aria in vicinanza del suolo, che riducono la visibilità orizzontale a meno di 1 km. Quando la visibilità è superiore al km si parla di *foschia*.

Numero	Denominazione	Visibilità
0	nebbia densa	minore di 40 m
1	nebbia spessa	tra 40 m e 200 m
2	nebbia	tra 200 e 400 m
3	nebbia moderata	tra 400 e 1000 m



(a) Radiazione



(b) Avvezione



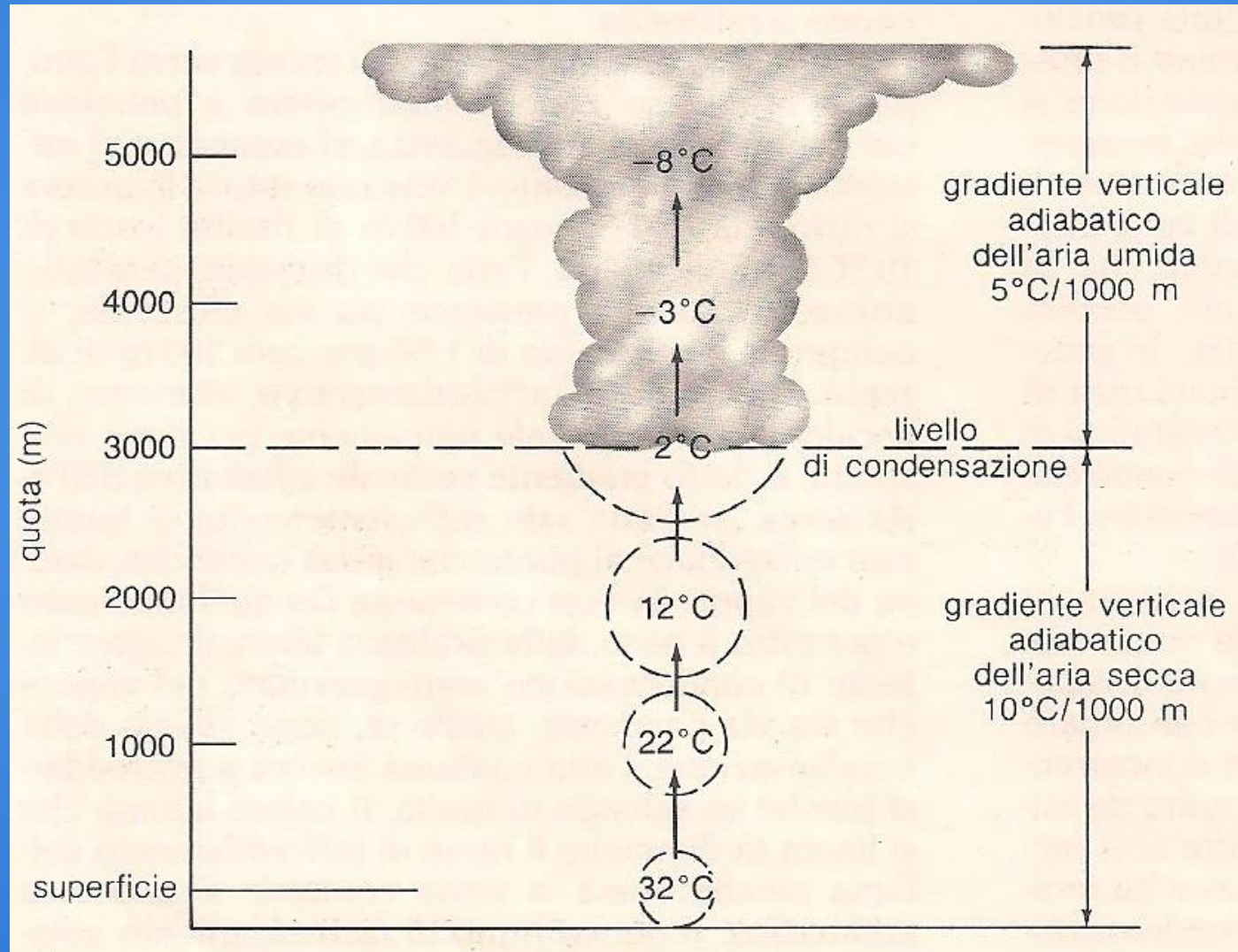
(c) Ascendenza (orografica)



(d) Evaporazione

L'Umidità Atmosferica

Concetto di stabilità e instabilità dell'aria



L'Umidità Atmosferica

Concetto di stabilità e instabilità dell'aria
Aria stabile

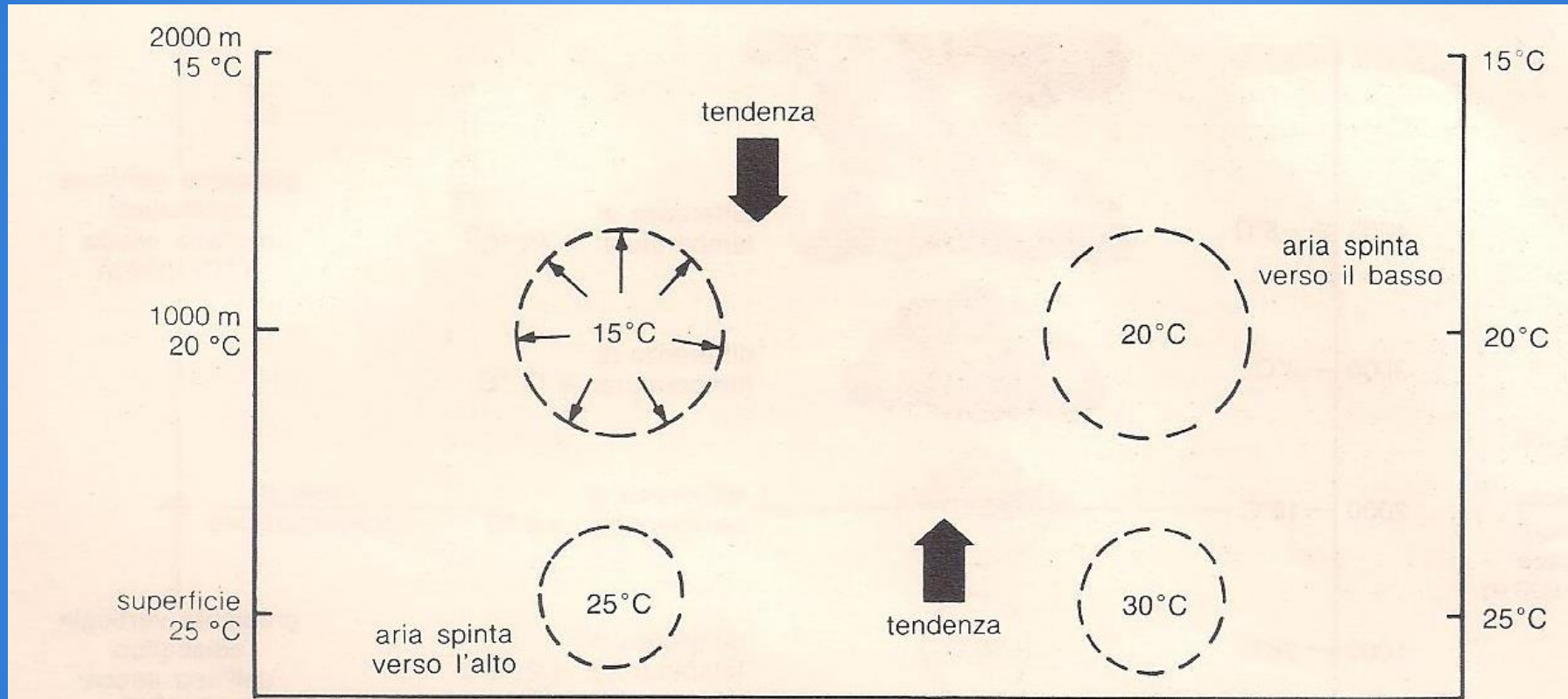
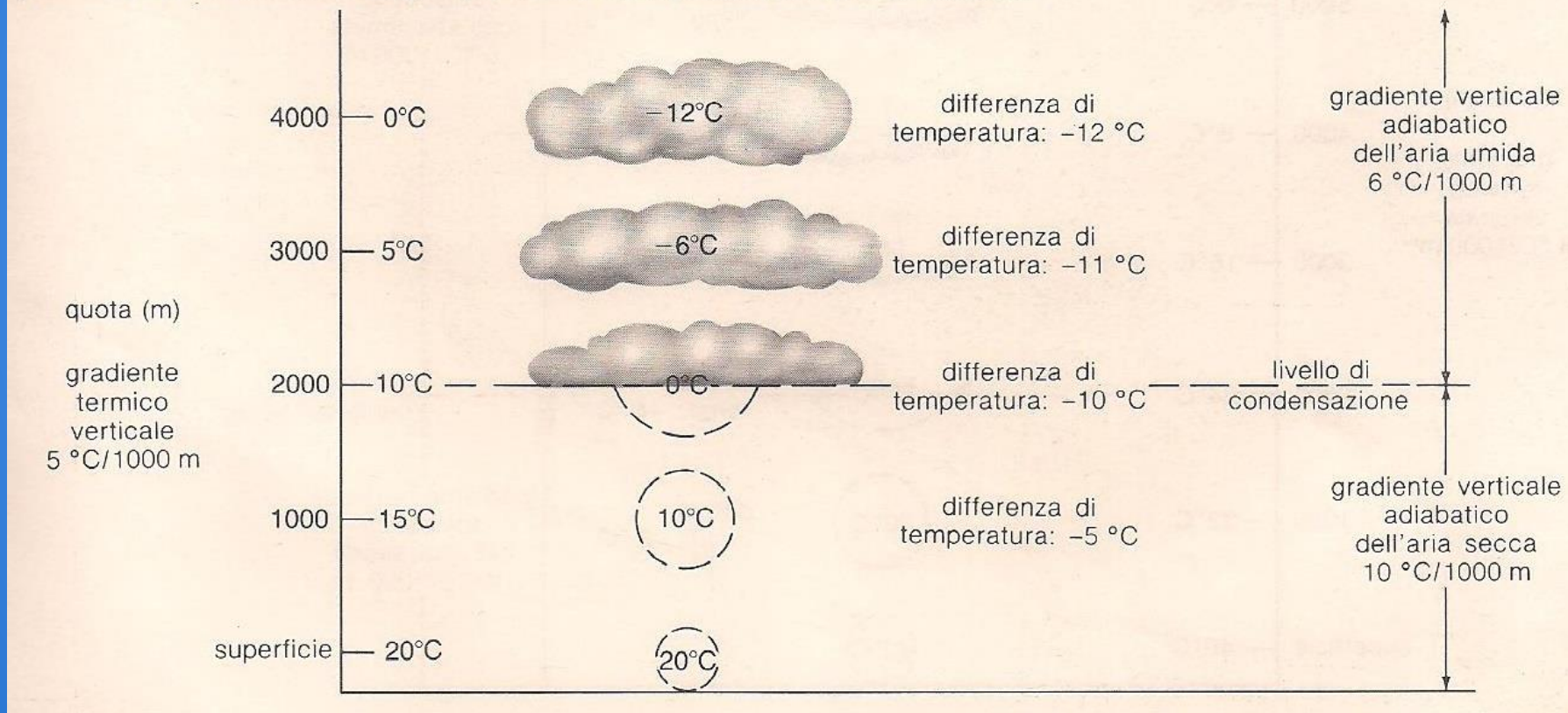


Figura 15.7 Rappresentazione schematica di un'atmosfera stabile. La massa d'aria individuata vicino alla superficie (a sinistra, nello schema) è potenzialmente più fredda dell'aria a quota più elevata e pertanto si oppone a subire uno spostamento verso l'alto. La massa d'aria in quota (a destra, nello schema) è invece potenzialmente più calda di quella in superficie e pertanto si oppone a subire uno spostamento verso il basso.

L'Umidità Atmosferica

Concetto di stabilità e instabilità dell'aria Aria stabile – Stabilità Assoluta

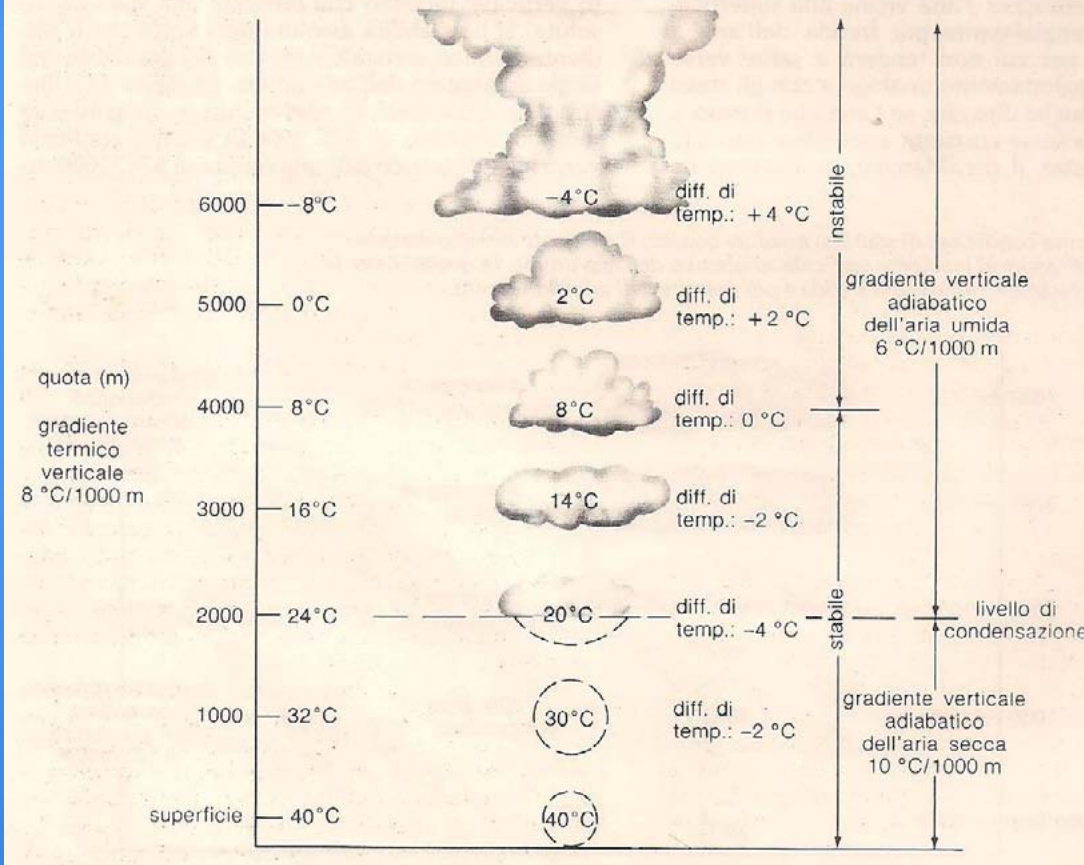
Figura 15.8 Si hanno condizioni di stabilità assoluta quando il gradiente termico verticale dell'atmosfera è inferiore al gradiente verticale adiabatrico dell'aria umida. In questo caso, la porzione di aria che sale è sempre più fredda e più pesante dell'aria circostante.



L'Umidità Atmosferica

Concetto di stabilità e instabilità dell'aria Stabilità indifferente

Figura 15.10 Esempio di stabilità indifferente, nel caso di un gradiente termico verticale dell'atmosfera di 8°C per 1000 m , un valore, questo, compreso tra quello del gradiente verticale adiabatico dell'aria secca ($10^{\circ}\text{C}/1000\text{ m}$) e quello del gradiente verticale adiabatico dell'aria umida ($6^{\circ}\text{C}/1000\text{ m}$). La massa d'aria in risalita è più fredda dell'aria circostante al di sotto di 4000 m di quota, mentre è più calda dell'aria circostante al di sopra di tale quota.



L'Umidità Atmosferica

Concetto di stabilità e instabilità dell'aria
Instabilità assoluta

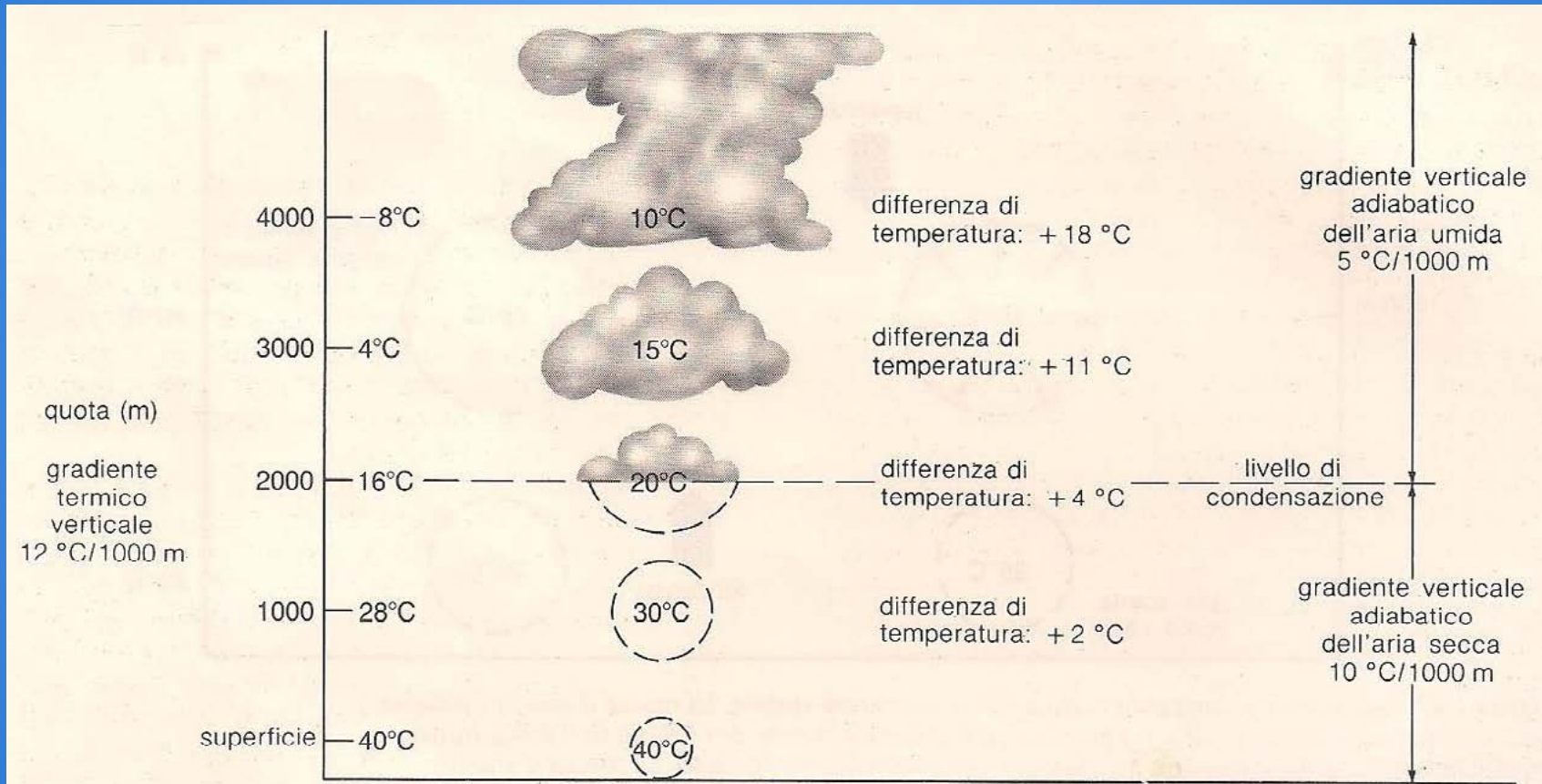
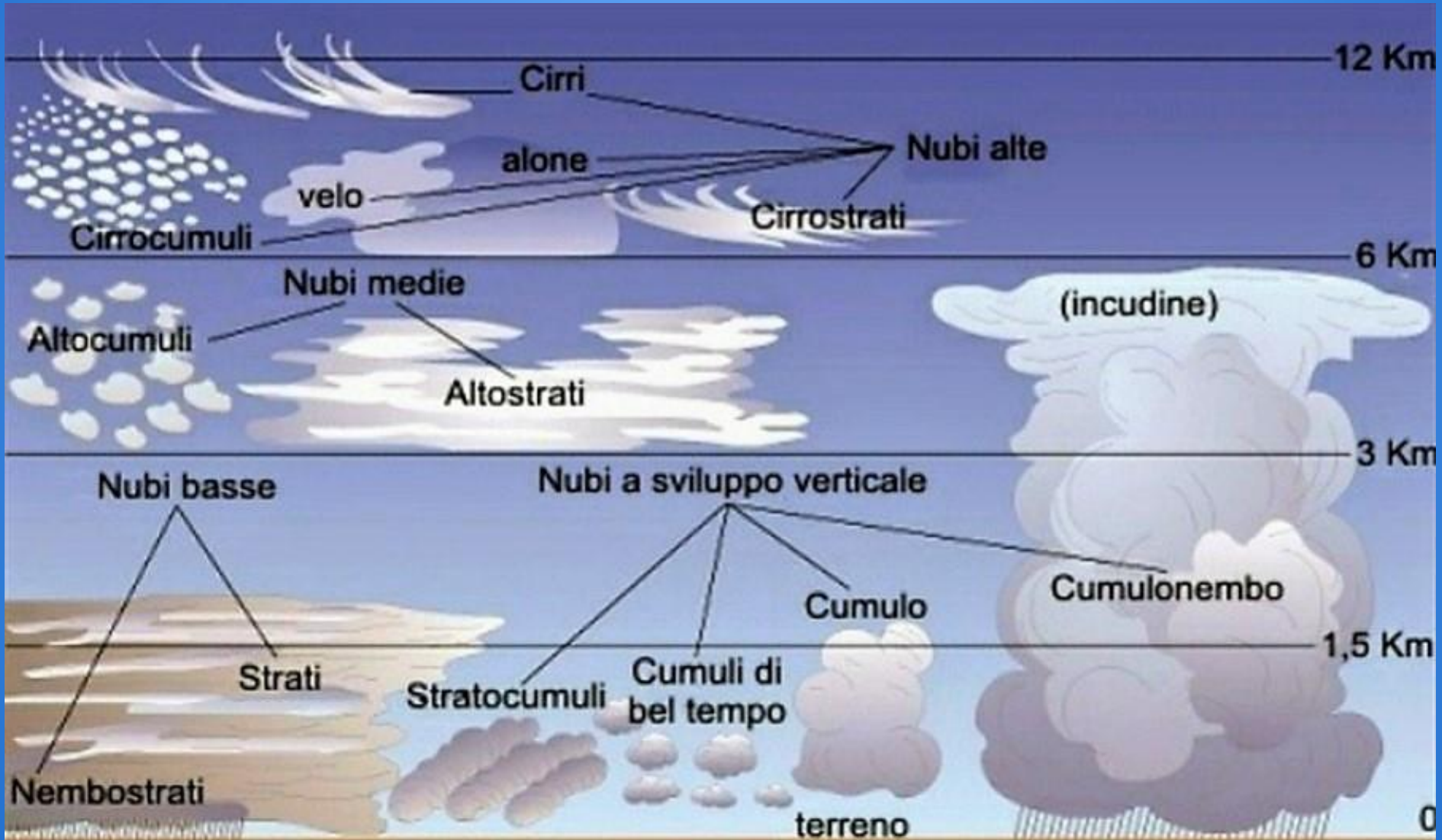


Figura 15.9 Esempio di instabilità assoluta, nel caso di un gradiente termico verticale di 12 °C per 1000 m. L'aria in risalita è sempre più calda, e quindi più leggera, dell'aria circostante.

L'Umidità Atmosferica

Classificazione delle nubi



L'Umidità Atmosferica

Classificazione delle nubi

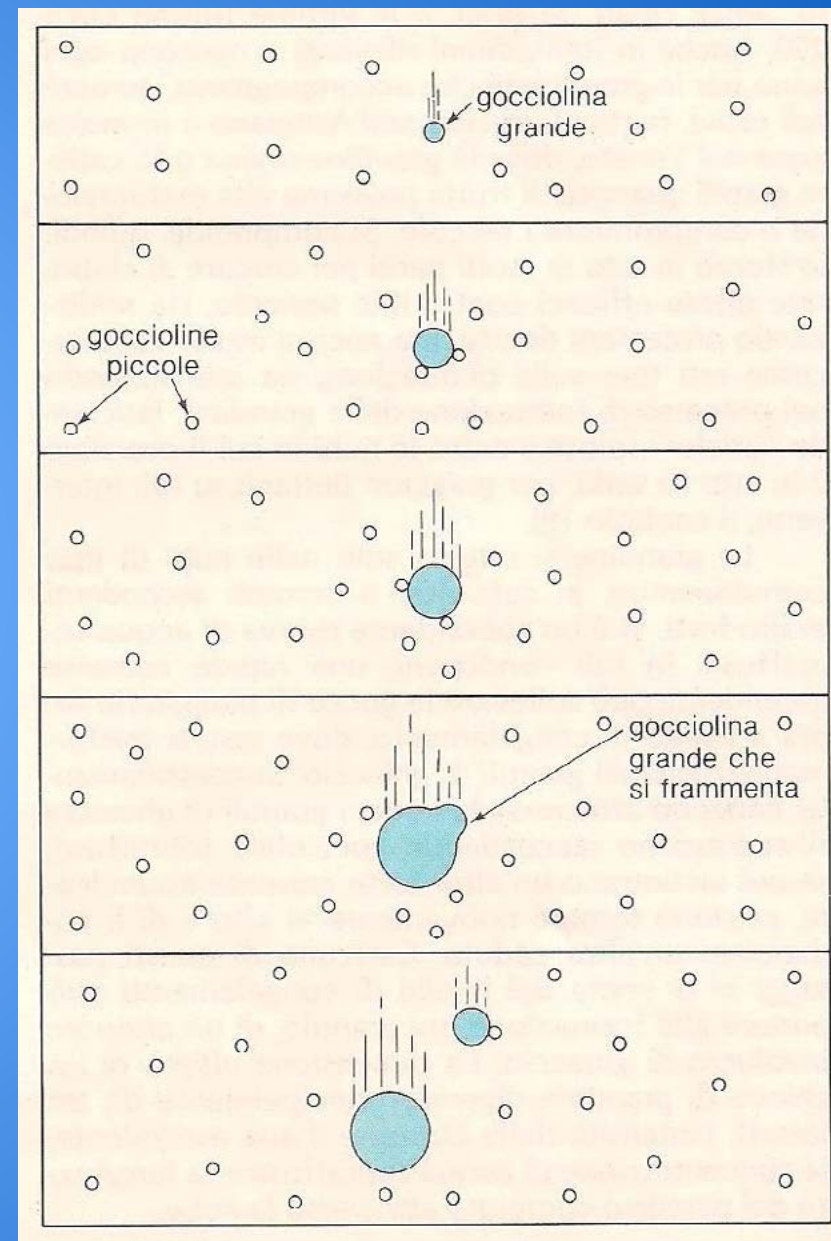
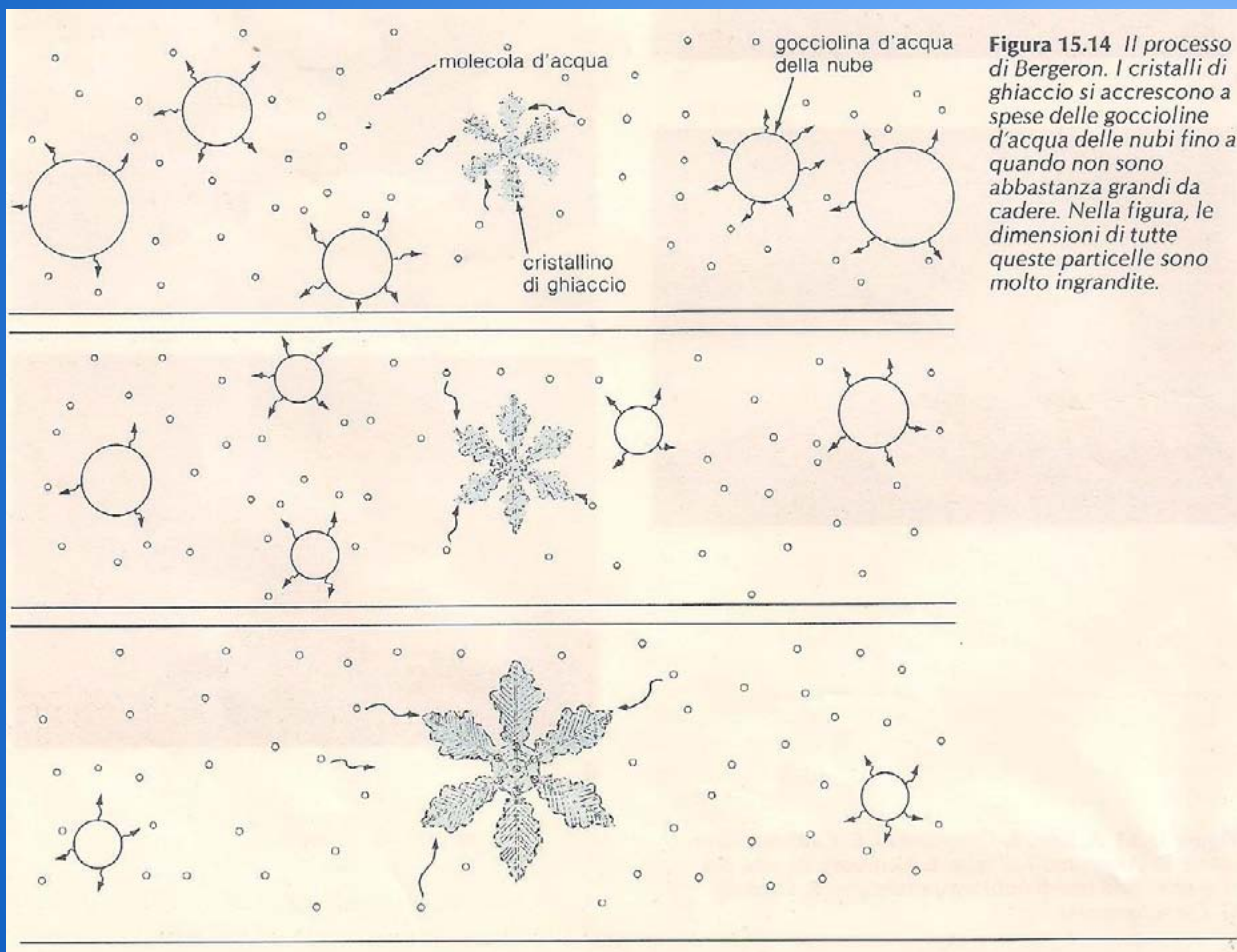
Categorie di nubi e quota	Tipo di nube	Caratteristiche
Nubi alte: oltre i 6000 m e fino a 13 000 m	Cirri	Sottili, delicate nubi di aspetto fibroso, formate di cristallini di ghiaccio (figura 15.13A). Talvolta hanno l'aspetto di filamenti terminanti a uncino.
	Cirrocumuli	Sottili nubi bianche formate di cristallini di ghiaccio, a forma di increspature, onde o piccole masse globulari tutte in fila (figura 15.13B). Possono produrre un cielo simile al «cielo a pecorelle». Sono le nubi alte meno comuni.
	Cirrostrati	Sottile velo fibroso o liscio di nubi bianche costituite di cristallini di ghiaccio; possono conferire al cielo un aspetto lattiginoso. Talvolta possono dare origine a un alone attorno al Sole o alla Luna (figura 15.13C).
Nubi medie: da 2000 a 6000 m	Alto cumuli	Distesa o banchi di nuvole da bianche a grige, in forma di masse tondeggianti separate, formate di goccioline d'acqua; «cielo a pecorelle» (figura 15.13D).
	Alto strati	Veli di nubi stratificate, in genere sottili, che possono dare origine a precipitazioni molto leggere. Quando sono sottili, il Sole e la Luna sono visibili come attraverso un vetro smerigliato, ma non si forma un alone.
Nubi basse: al di sotto dei 2000 m	Strato cumuli	Nubi soffici, grige, in chiazze o ammassi globulari. Questi possono unirsi a formare un'unica nube continua. Formati di goccioline d'acqua, danno origine a piogge deboli o moderate.
	Strati	Bassi strati uniformi che assomigliano alla nebbia, ma non giungono fino al suolo. Possono dare origine a piogge sottili (pioviggini).
	Nembostrati	Strati informi di nubi color grigio scuro (figura 15.13E): uno dei principali tipi di nubi temporalesche (pioggia e neve).
Nubi a sviluppo verticale: da 500 a 18 000 m	Cumuli	Dense nubi fluttuanti, spesso caratterizzate da una base piatta. Possono presentarsi sotto forma di nubi isolate o strettamente ammassate. Quelli piccoli e di colore bianco brillante non danno mai precipitazioni e sono detti «cumuli di bel tempo» (figura 15.13F); quelli a forte sviluppo verticale, con sommità «a cavolfiore», danno forti rovesci, ma di breve durata.
	Cumulonembi	Nubi torreggianti, talvolta allargate in alto a forma di «incudine» (figura 15.13G). Sono associate con intense piogge, tuoni, lampi, grandine e uragani.

Tabella 15.3 Umidità relativa rispetto al ghiaccio quando l'umidità relativa nei confronti dell'acqua è del 100%.

Temperatura (°C)	Umidità relativa rispetto a:	
	acqua (%)	ghiaccio (%)
0	100	100
-5	100	105
-10	100	110
-15	100	116
-20	100	121

L'Umidità Atmosferica

Origine delle precipitazioni



L'Umidità Atmosferica

Grandine

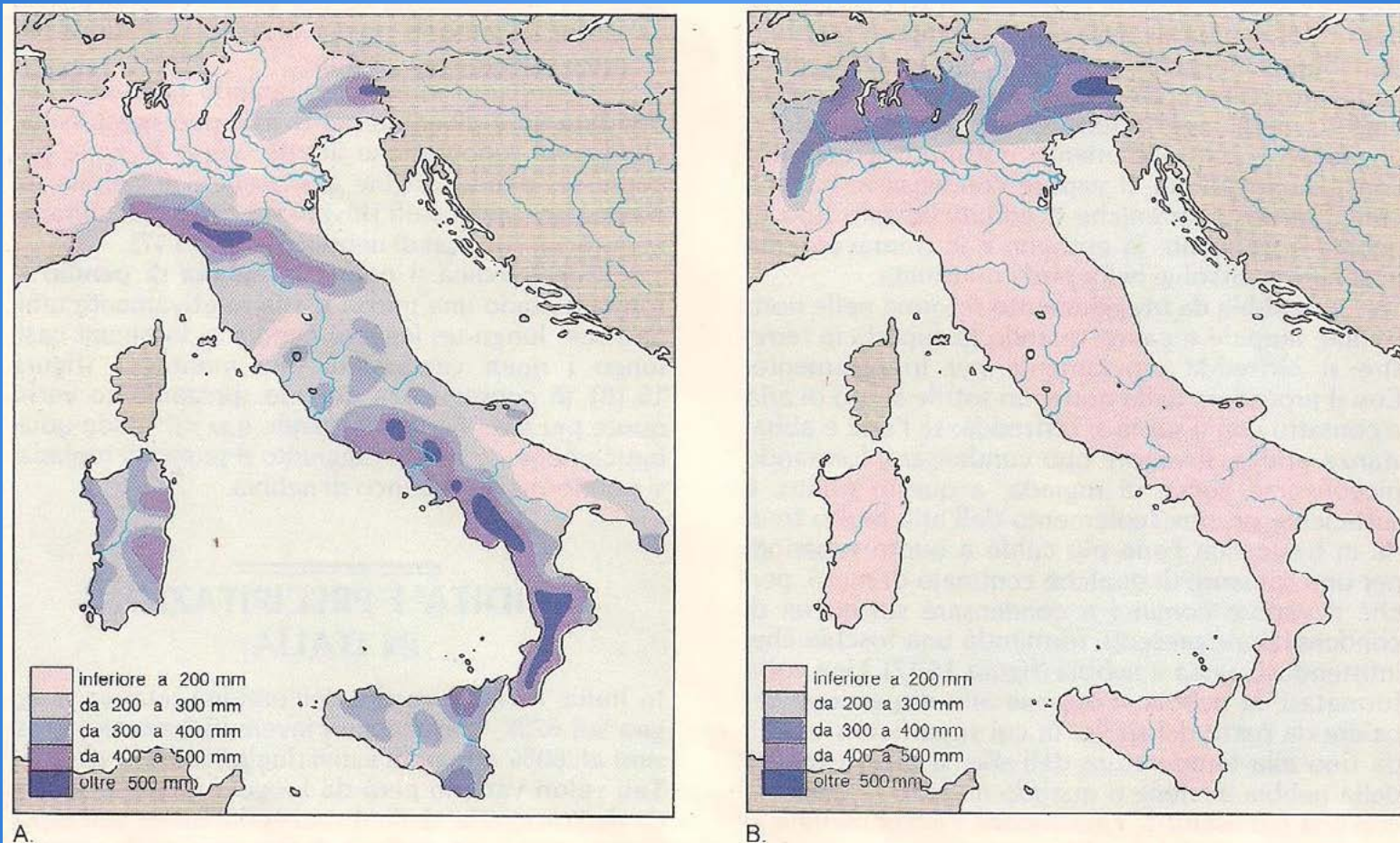


Processo di formazione della grandine



L'Umidità Atmosferica

Quantità media di precipitazioni in Italia



A.

B.

Figura 15.19 Distribuzione della quantità media di precipitazioni in Italia, nella stagione estiva (A) e in quella invernale (B). La quantità di precipitazioni in una determinata regione è espressa come altezza (in millimetri) della coltre di acqua che si ottiene sommando assieme tutte le precipitazioni che hanno interessato quell'area nell'arco di tempo considerato: i valori così ottenuti, suddivisi in opportuni intervalli, sono rappresentati nella carta con colori diversi. Le linee che separano colori contigui sono isoiete (linee di «uguale piovosità»).

La Pressione Atmosferica

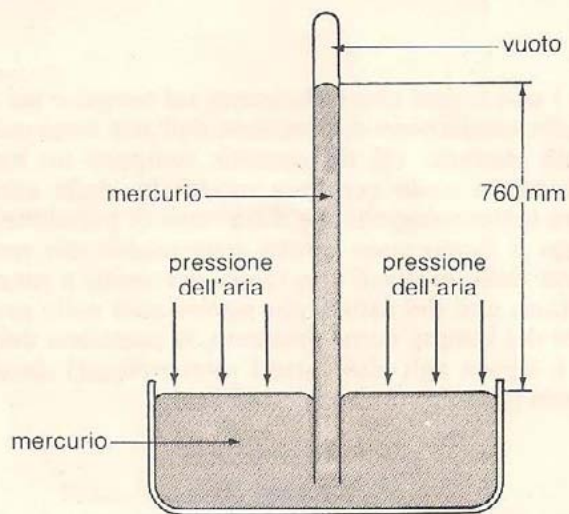
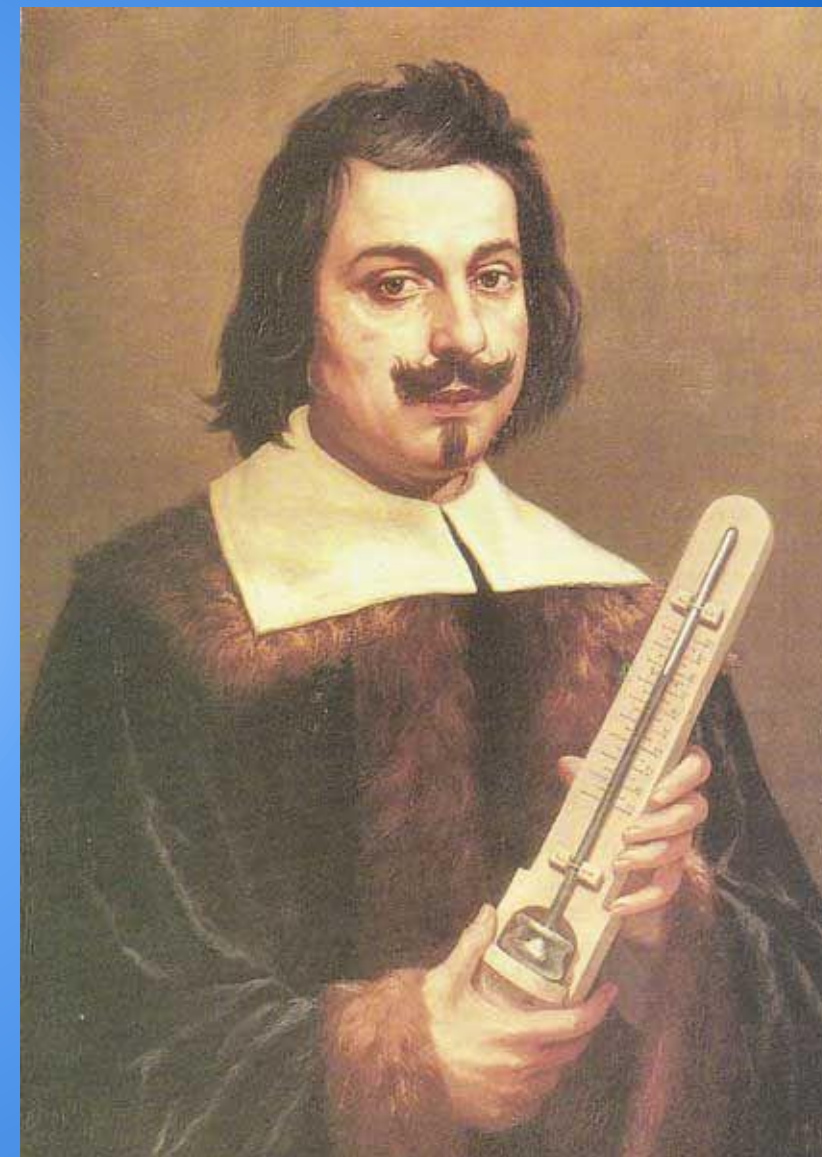


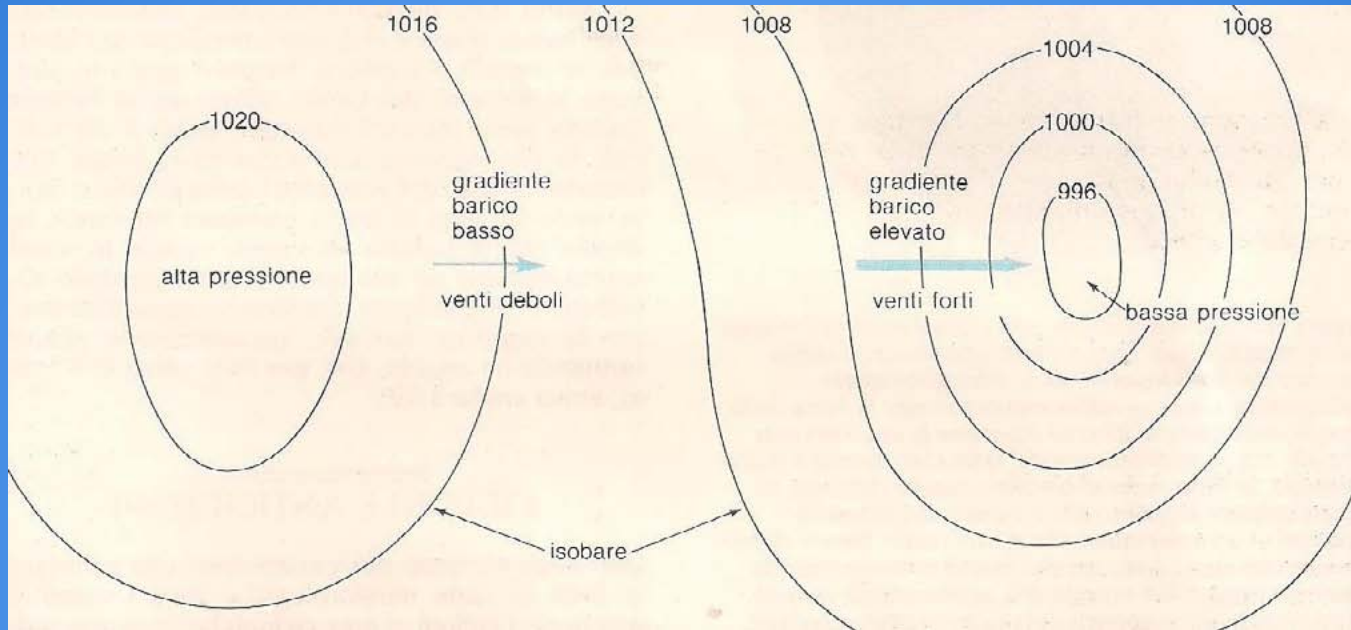
Figura 16.1 Schema di barometro a mercurio. La pressione esercitata dal peso della colonnina di mercurio nel tubo è controbilanciata dalla pressione esercitata, sulla superficie libera del mercurio nella vaschetta, dall'aria sovrastante. Se la pressione atmosferica diminuisce, la colonnina di mercurio scende, se la pressione atmosferica aumenta, la colonnina di mercurio sale.

Attualmente la pressione atmosferica viene misurata in millibar (mb): la pressione normale a livello del mare a 45° di latitudine ed alla temperatura di 0° è pari a 1013,2 mb. Nel Sistema internazionale di misura (SI) è stato sostituito dall'ettopascal (hPa) col rapporto $1\text{mb}=1\text{hPa}$. Il rapporto approssimato fra millimetri di mercurio e millibar è $1\text{mb}=0,75\text{mmHg}$



Evangelista Torricelli (1603)

La Pressione Atmosferica

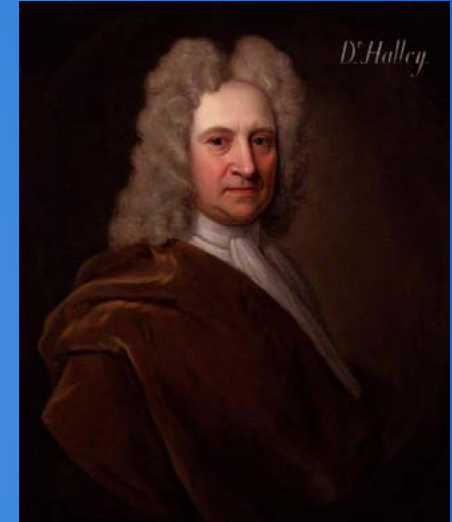


I gradienti termici verticali generano i moti verticali dell'aria. I moti orizzontali sono generati dalla pressione: l'aria tende sempre a muoversi da aree di alta pressione verso aree di bassa pressione. Tutti i moti dell'aria generano i Venti. I moti verticali ascendenti dell'aria generano le aree di bassa pressione al suolo (B - L), quelli discendenti le aree di alta pressione (A – H). La forza dei venti che si generano sono determinate dall'intensità dei gradienti: quello orizzontale lo si determina dalla distanza fra le isobare (linee che uniscono punti di uguale pressione): isobare distanti generano venti deboli, isobare molto ravvicinate venti forti. In ultima analisi possiamo affermare che, siccome le aree di bassa pressione e quelle di alta pressione sono determinate dal riscaldamento non omogeneo della superficie terrestre, il vero motore del vento è la radiazione solare.

Dinamica dell'atmosfera

IL MODELLO A SINGOLA CELLA

- Edmond Halley (1656 – 1742)
- L'aria calda equatoriale sale in quota e devia verso entrambi i poli.
- L'aria ai poli scende in superficie e si raffredda.
- L'aria fredda dei poli torna verso l'equatore.
- Si viene a creare, quindi, una enorme cella convettiva meridiana a scala emisferica chiusa.



Edmond Halley
1656 - 1742

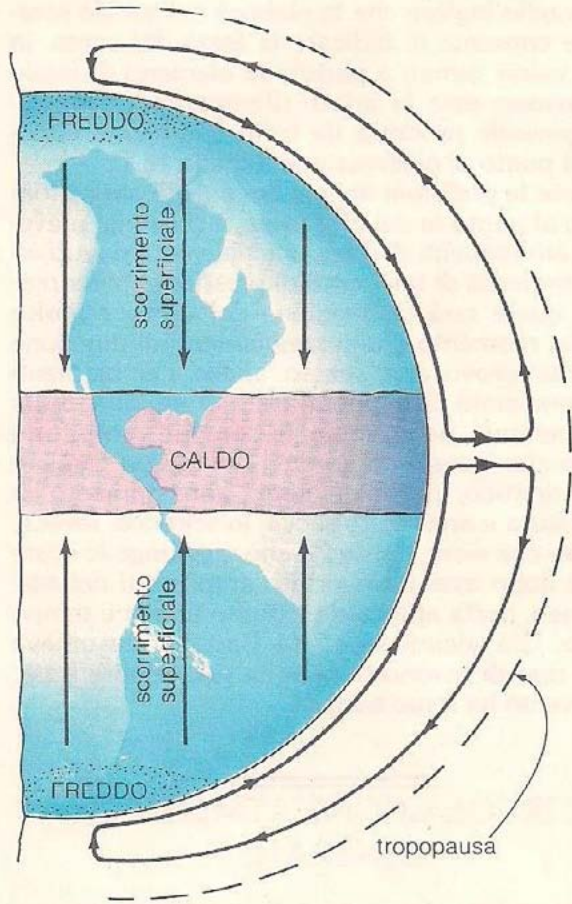


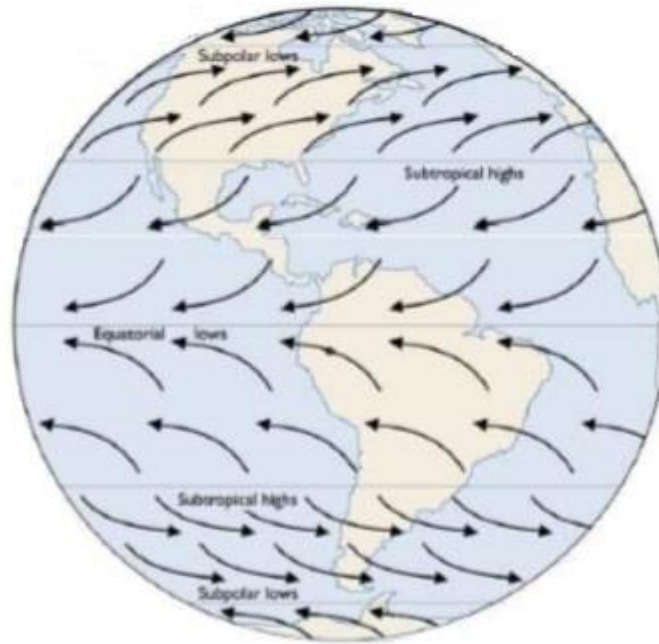
Figura 16.9 Circolazione atmosferica generale su una Terra non in rotazione: a causa dell'ineguale riscaldamento della superficie terrestre, si svilupperebbe in tali condizioni un sistema convettivo molto semplice.

Modello molto semplice ed intuitivo. Presenta un solo problema: non giustifica in alcun modo la realtà osservata molto più complessa di quella proposta.

Dinamica dell'atmosfera

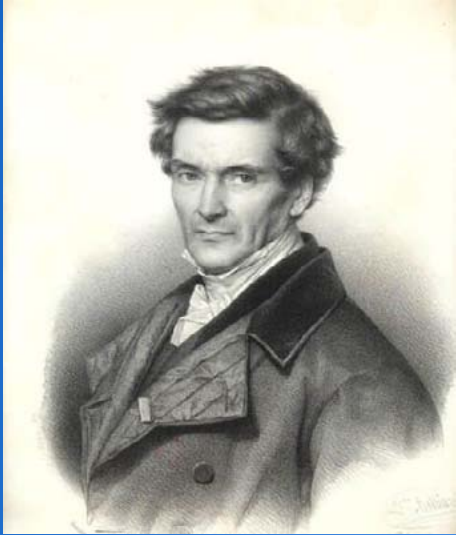
La realtà osservata

The atmospheric circulation

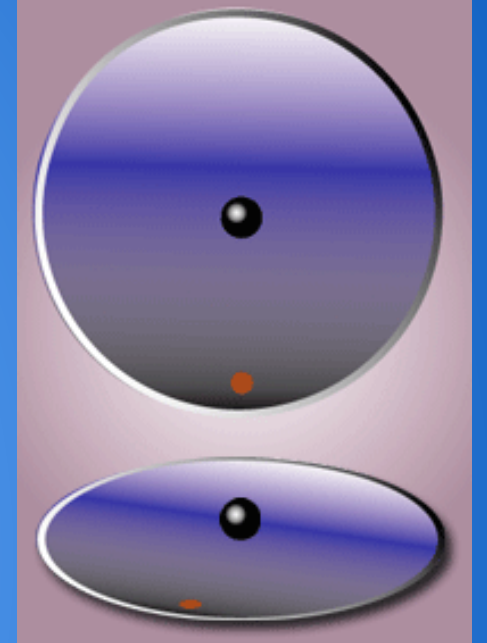
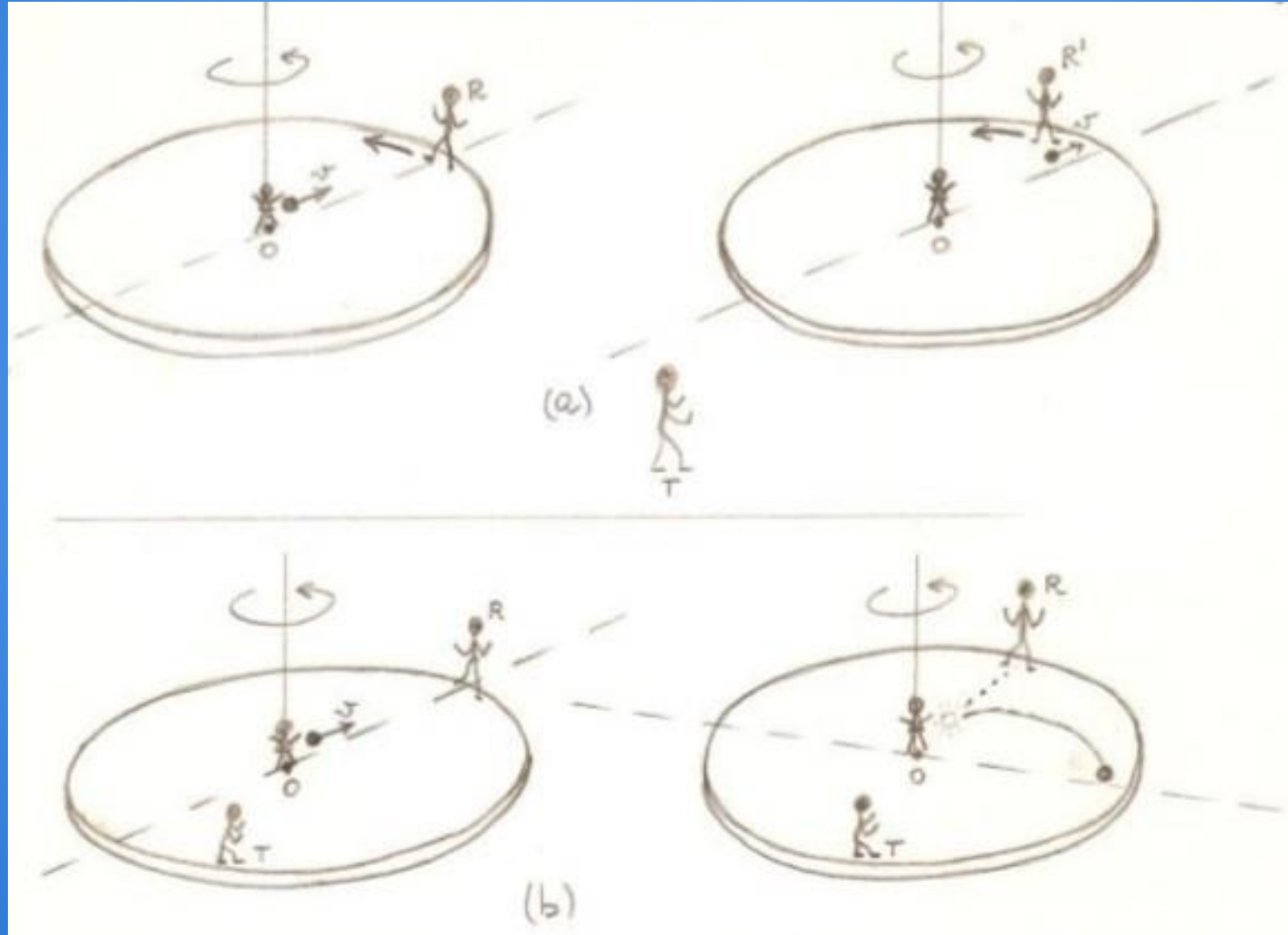


Dinamica dell'atmosfera

Effetto Coriolis

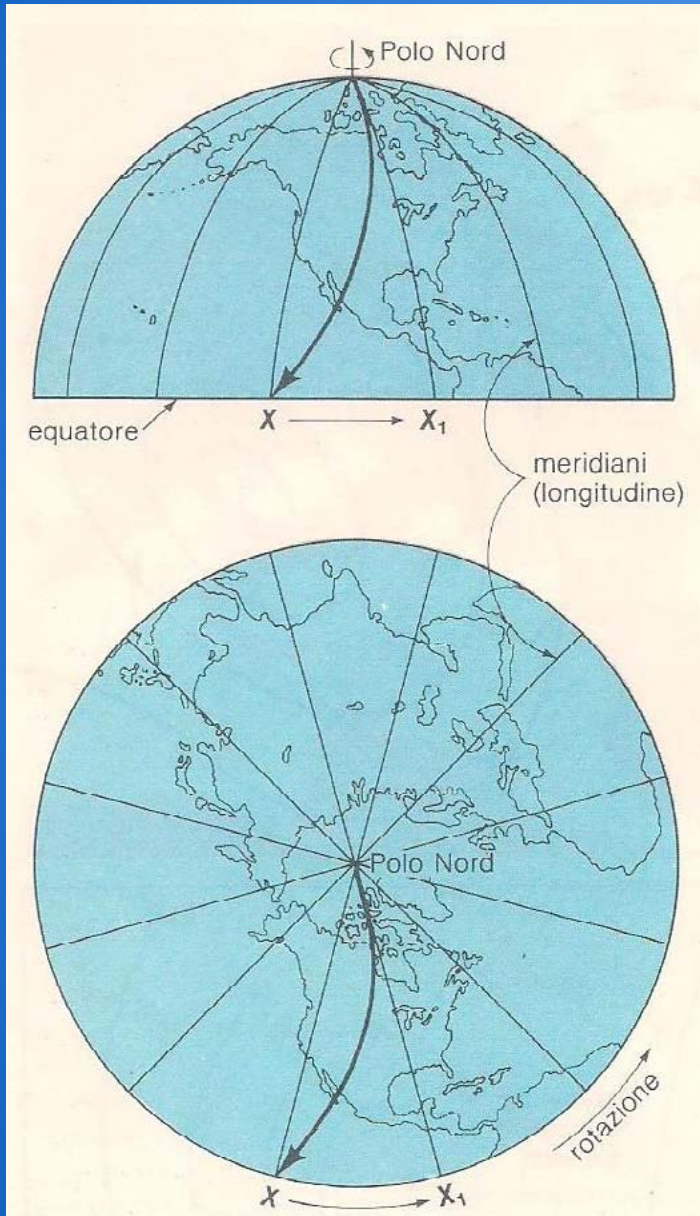


Gaspard-Gustave
de Coriolis
1792 - 1843

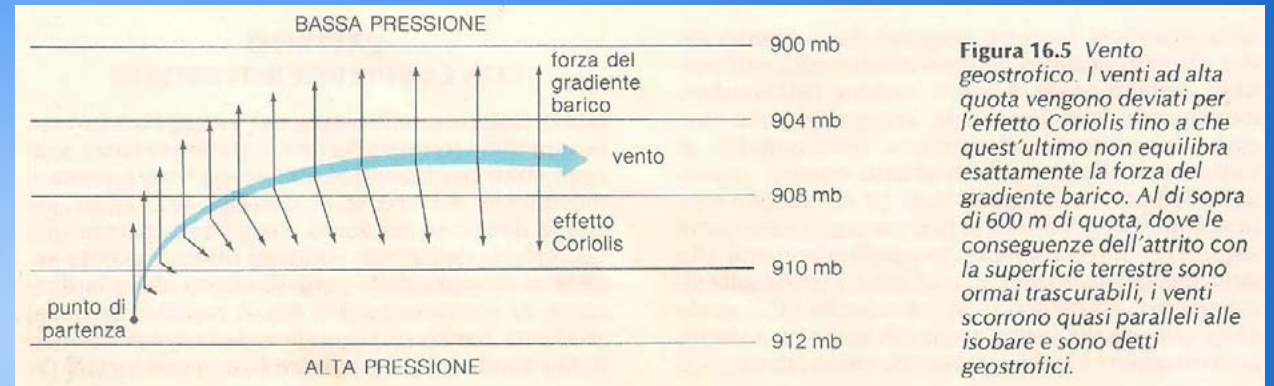


Dinamica dell'atmosfera

Effetto Coriolis

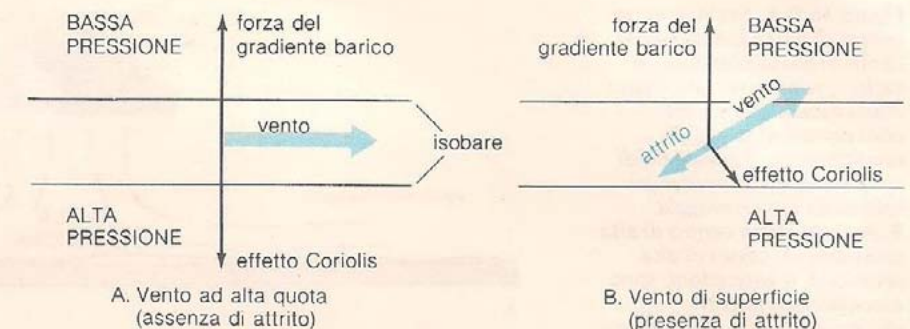


Vento in quota



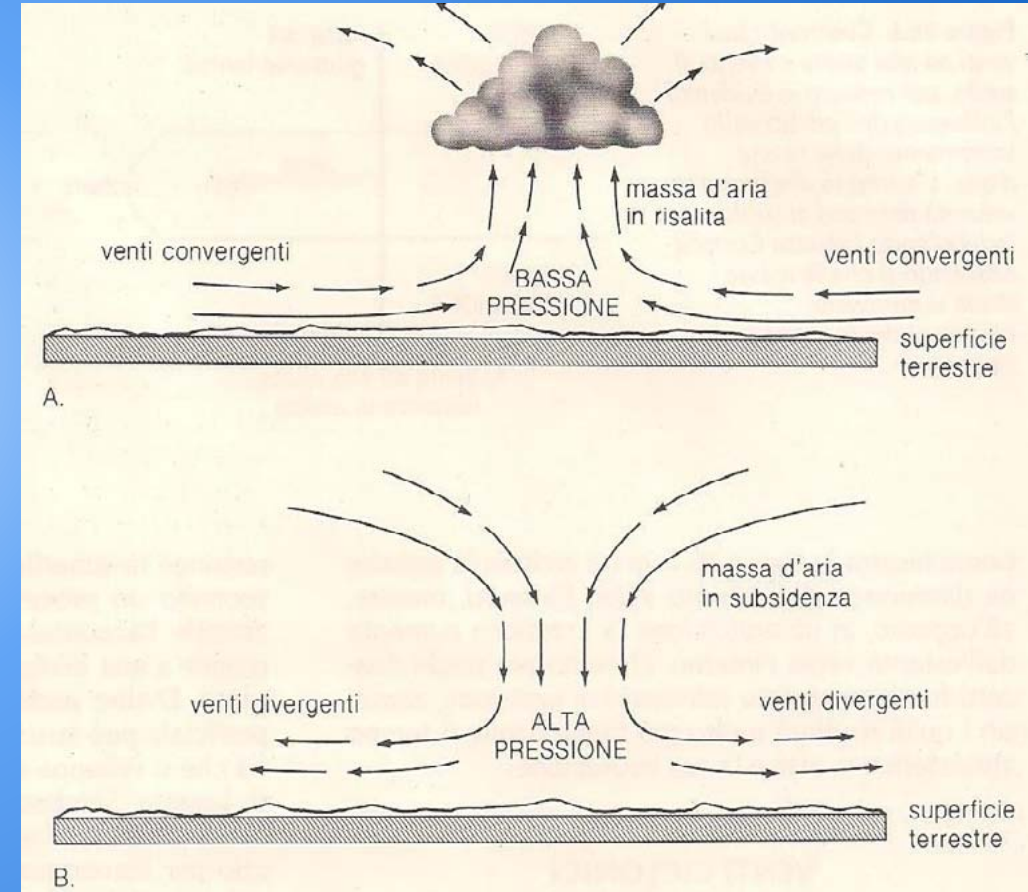
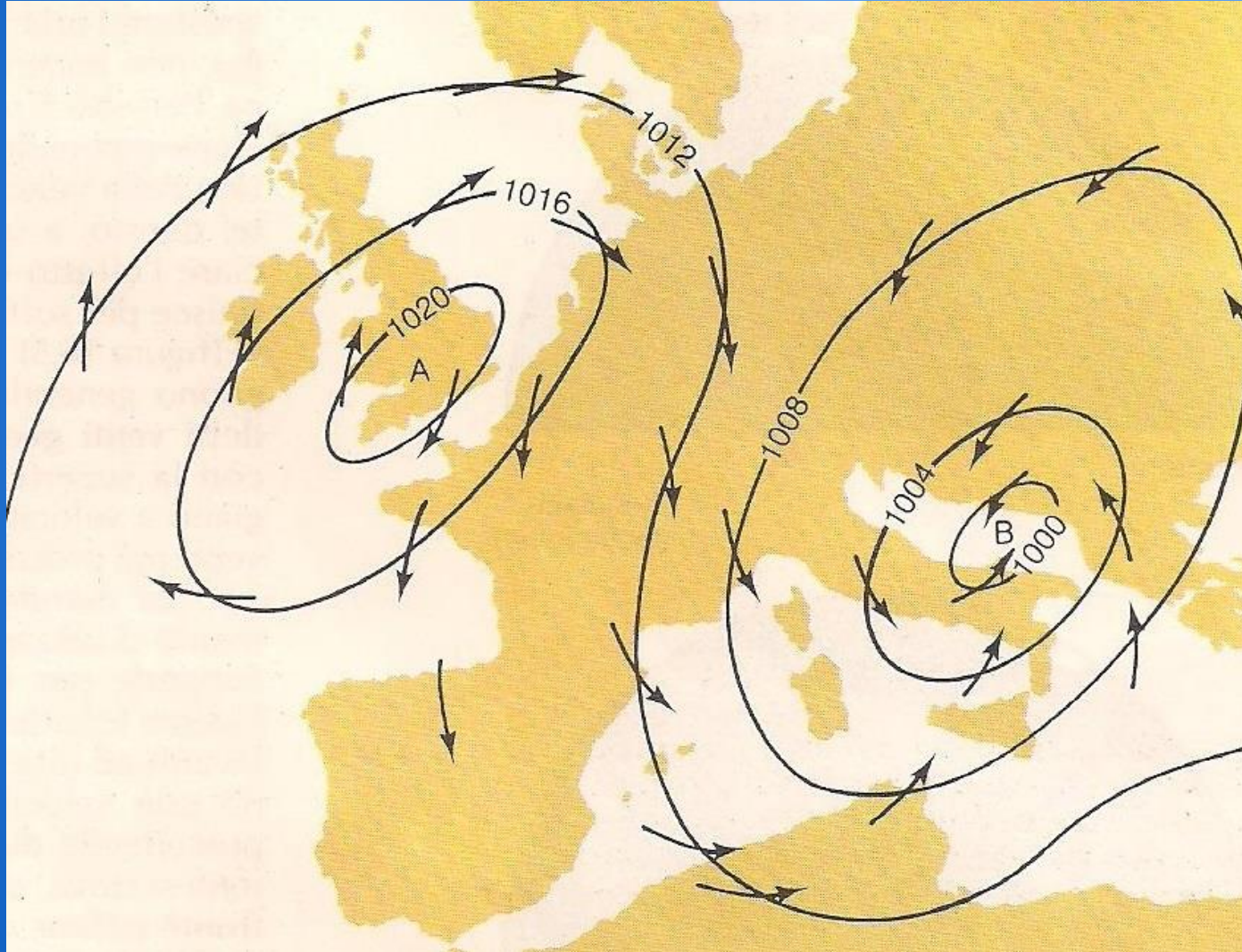
Vento al suolo

Figura 16.6 Confronto tra i venti ad alta quota e i venti al suolo, per mettere in evidenza l'influenza dell'attrito sullo scorrimento delle masse d'aria. L'attrito fa diminuire la velocità dei venti al suolo, indebolendo l'effetto Coriolis e facendo sì che le masse d'aria si muovano trasversalmente rispetto alle isobare.



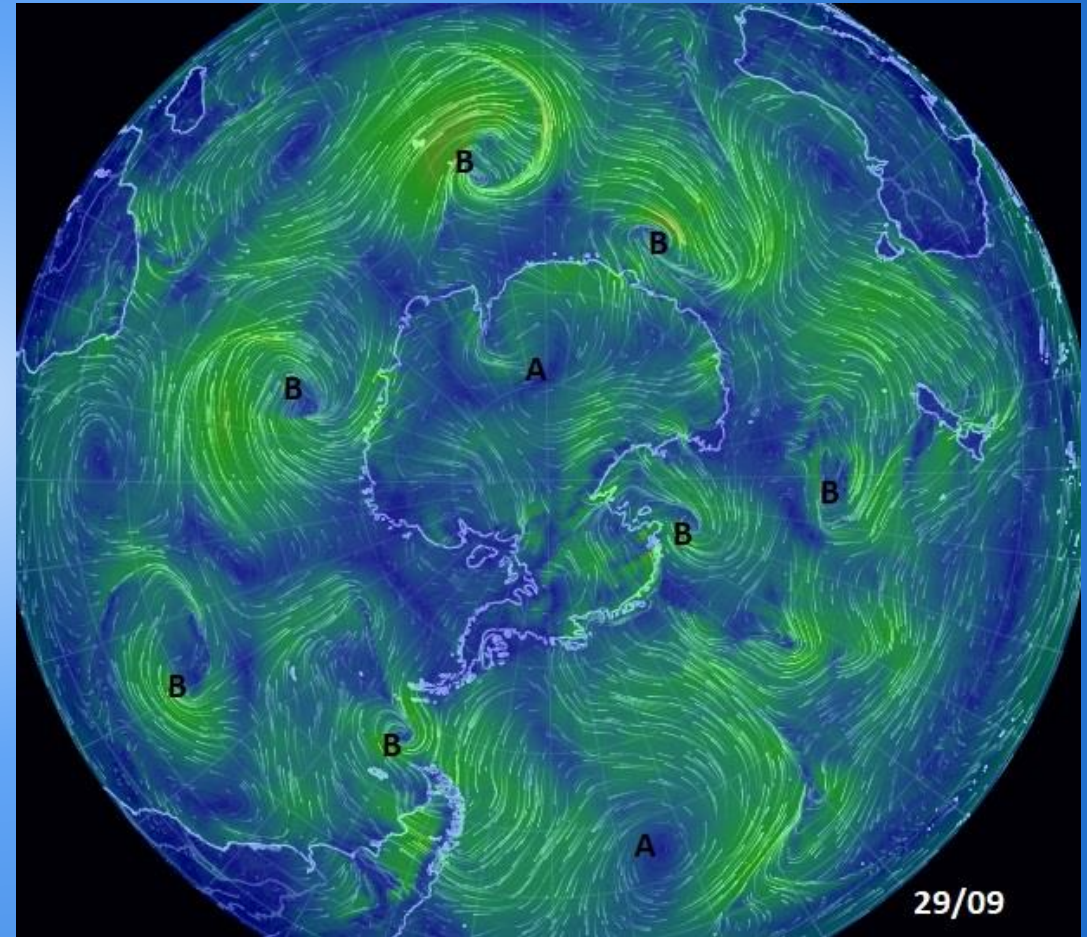
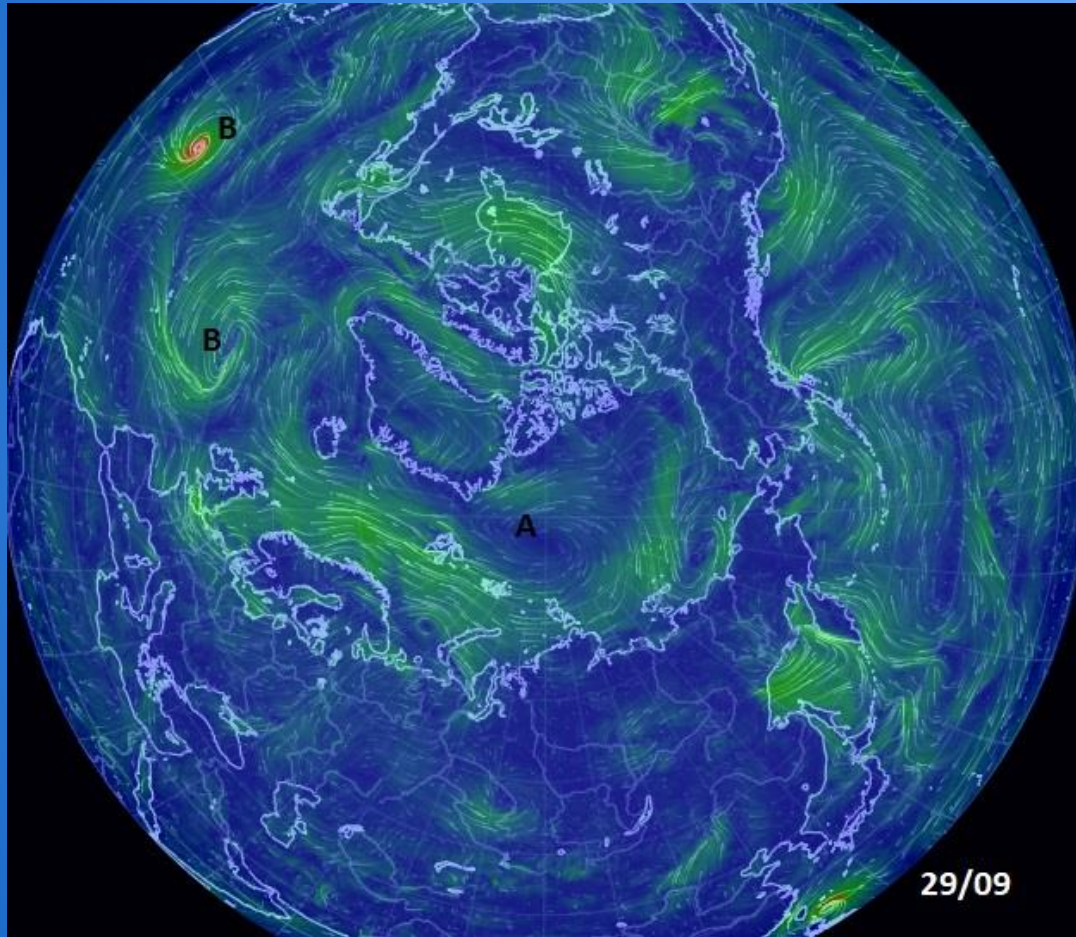
Dinamica dell'atmosfera

Effetto Coriolis



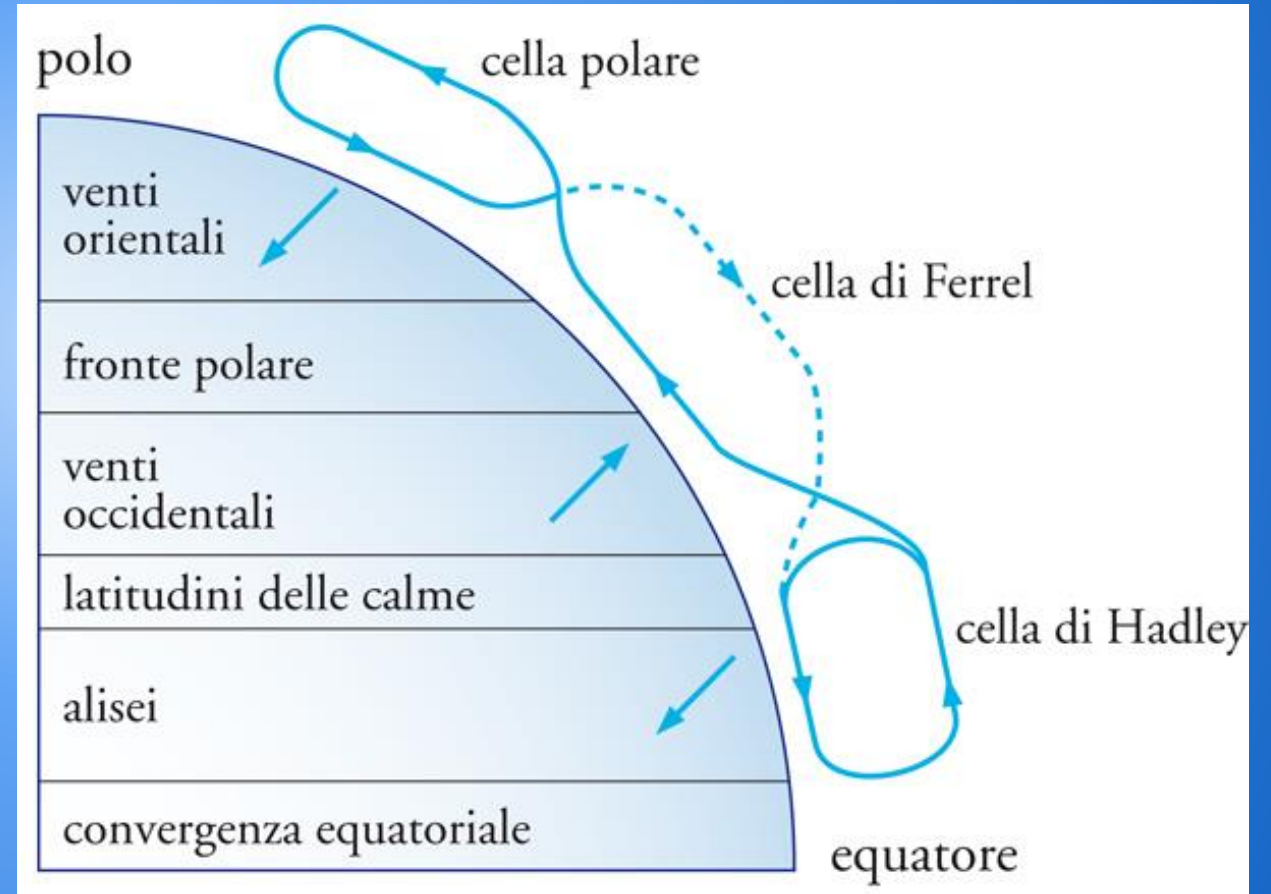
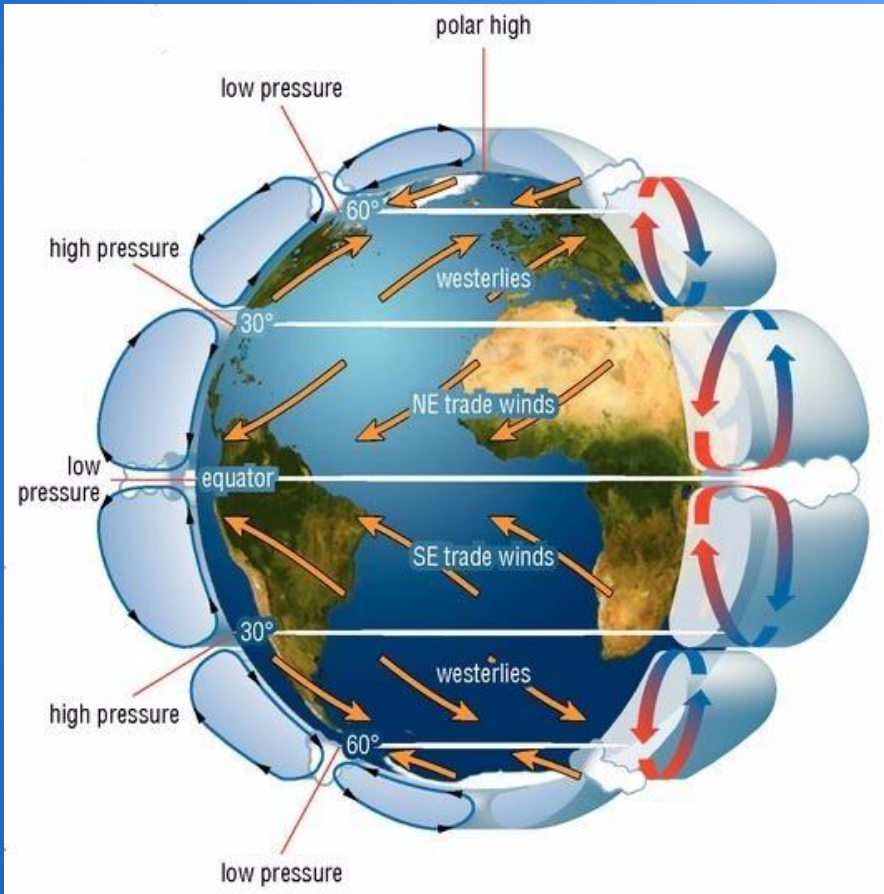
Dinamica dell'atmosfera

Effetto Coriolis



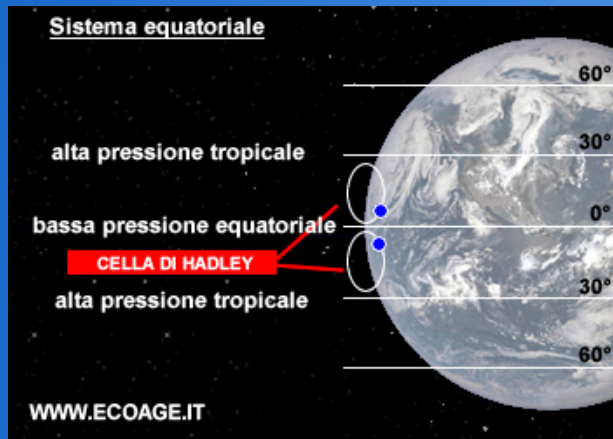
Dinamica dell'atmosfera

Modello di circolazione a tre celle

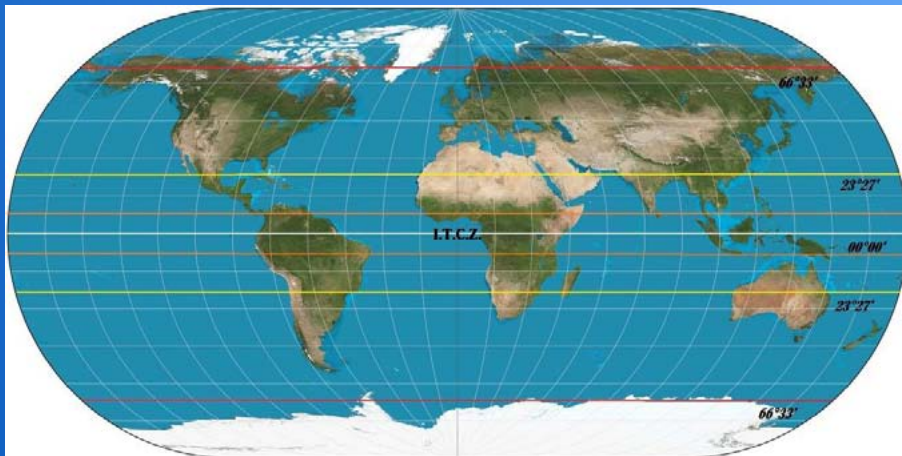


Dinamica dell'atmosfera

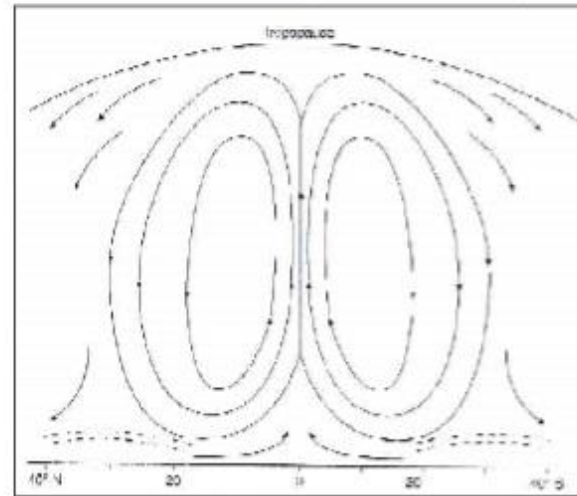
Modello di circolazione a tre celle



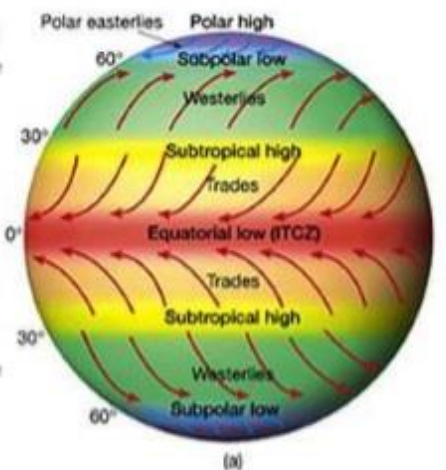
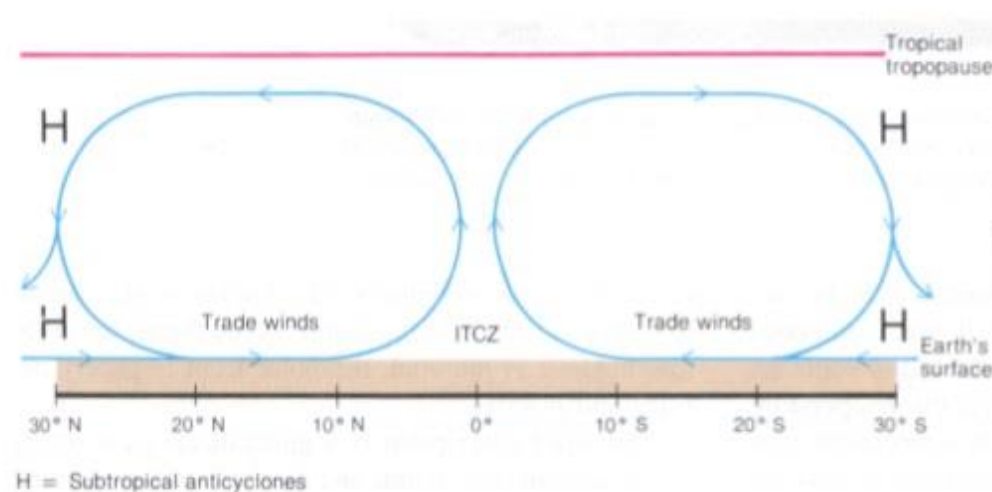
Cella di Hadley
George Hadley (1700)



La cella di Hadley e l'InterTropical Convergence Zone ITCZ



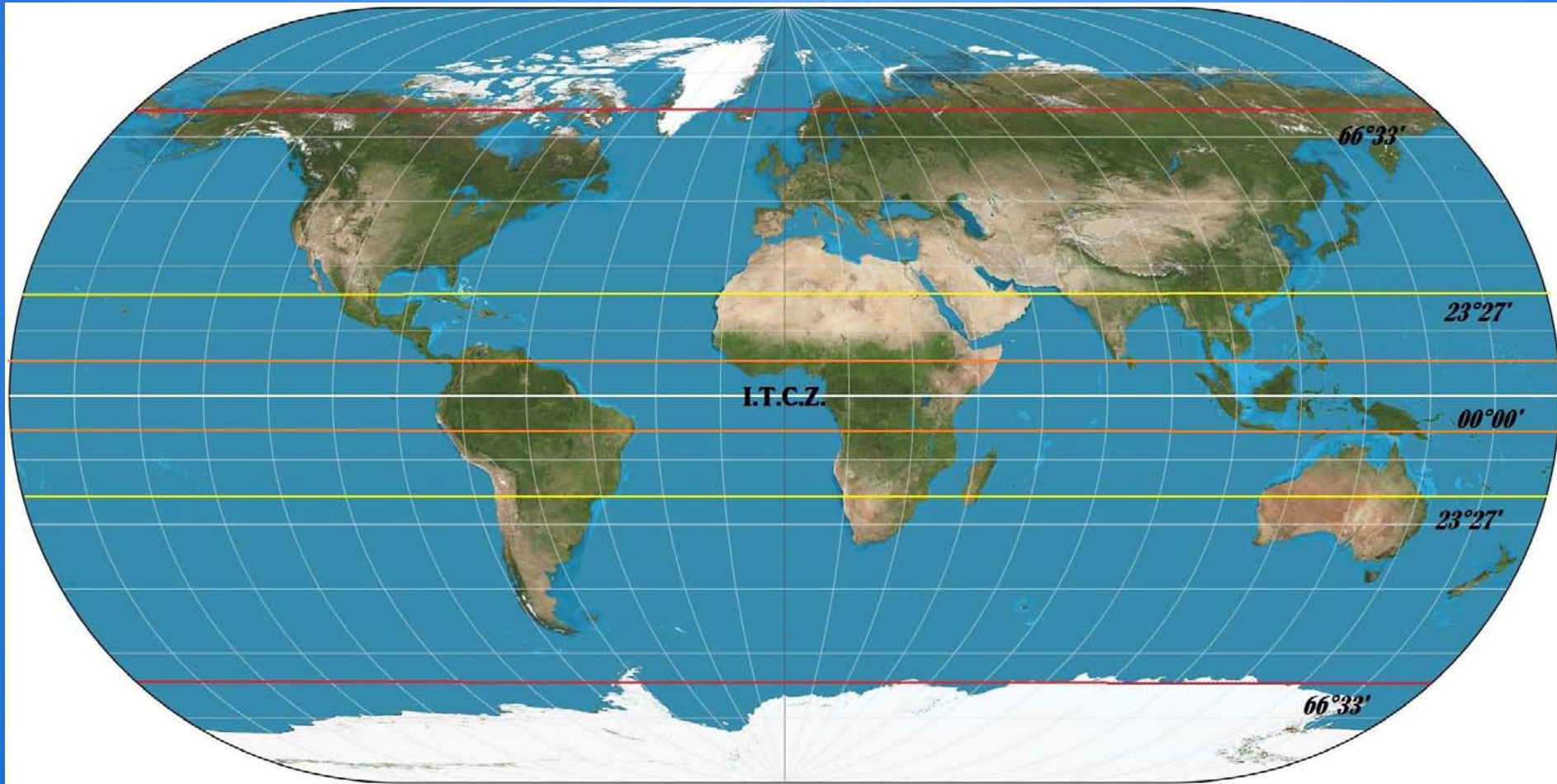
L'ITCZ è la zona dove convergono gli Alisei dei due emisferi, che per una Terra ideale corrisponderebbe all'equatore termico. In realtà la posizione dell'ITCZ oscilla stagionalmente. In corrispondenza dell'ITCZ si generano forti moti verticali, responsabili della forte piovosità della fascia tropicale interessata. La discesa attorno ai 30° (subsidenza) genera riscaldamento e essiccamento → aree desertiche



Dinamica dell'atmosfera

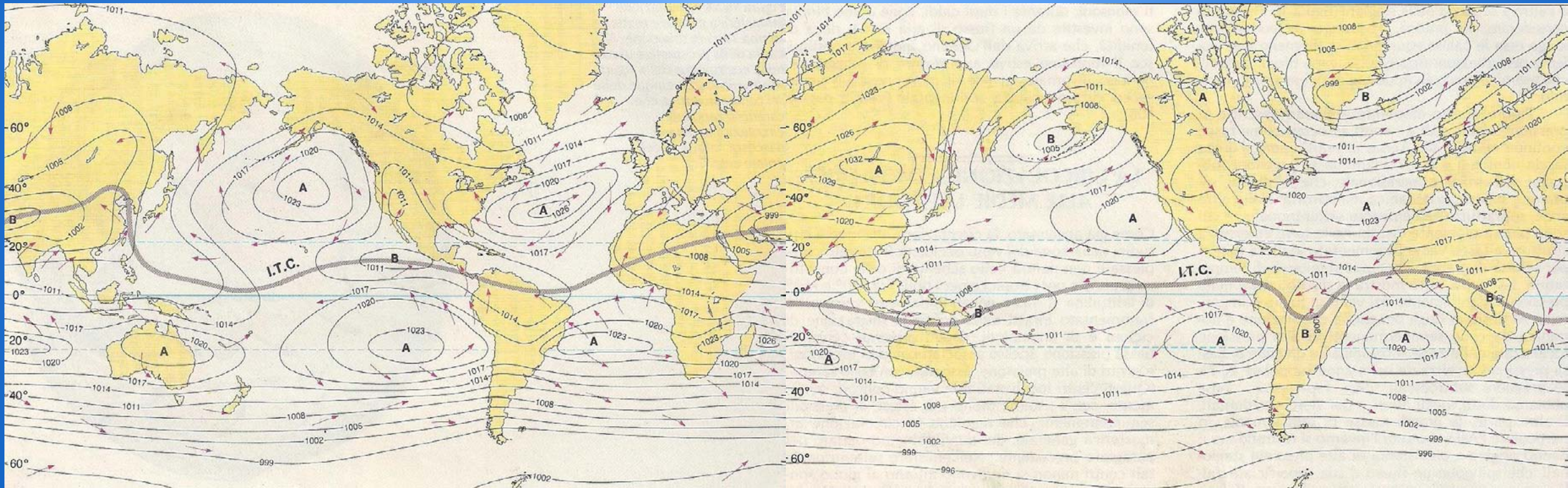
Modello di circolazione a tre celle

Cella di Hadley



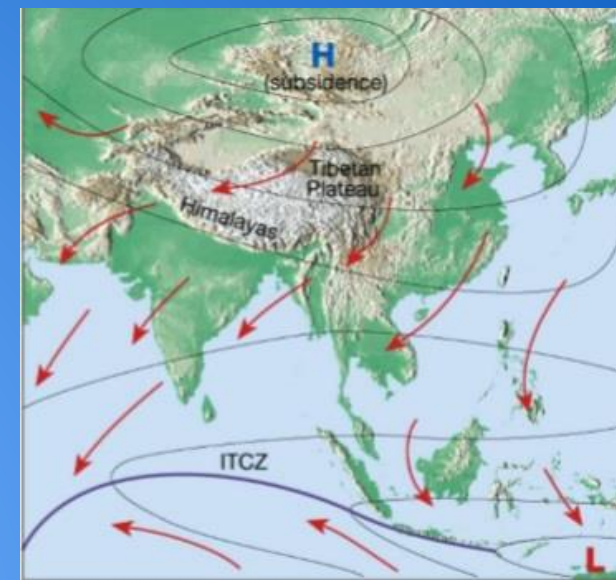
Dinamica dell'atmosfera

Modello di circolazione a tre celle

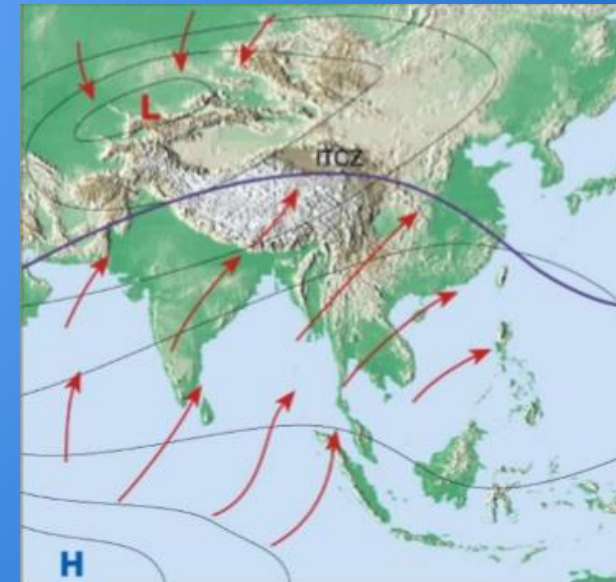




Posizione reale dell'ITCZ

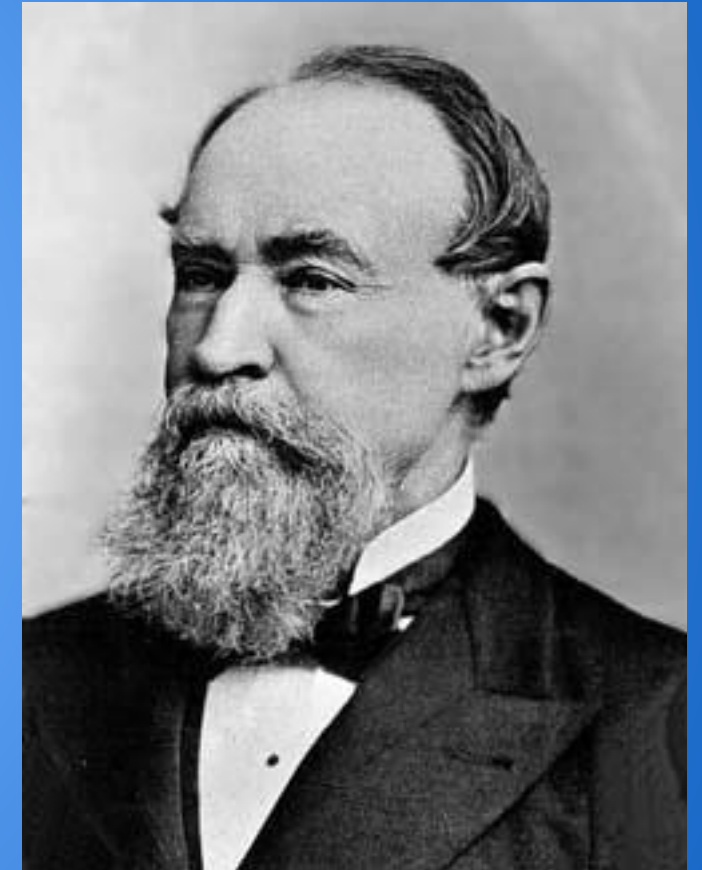
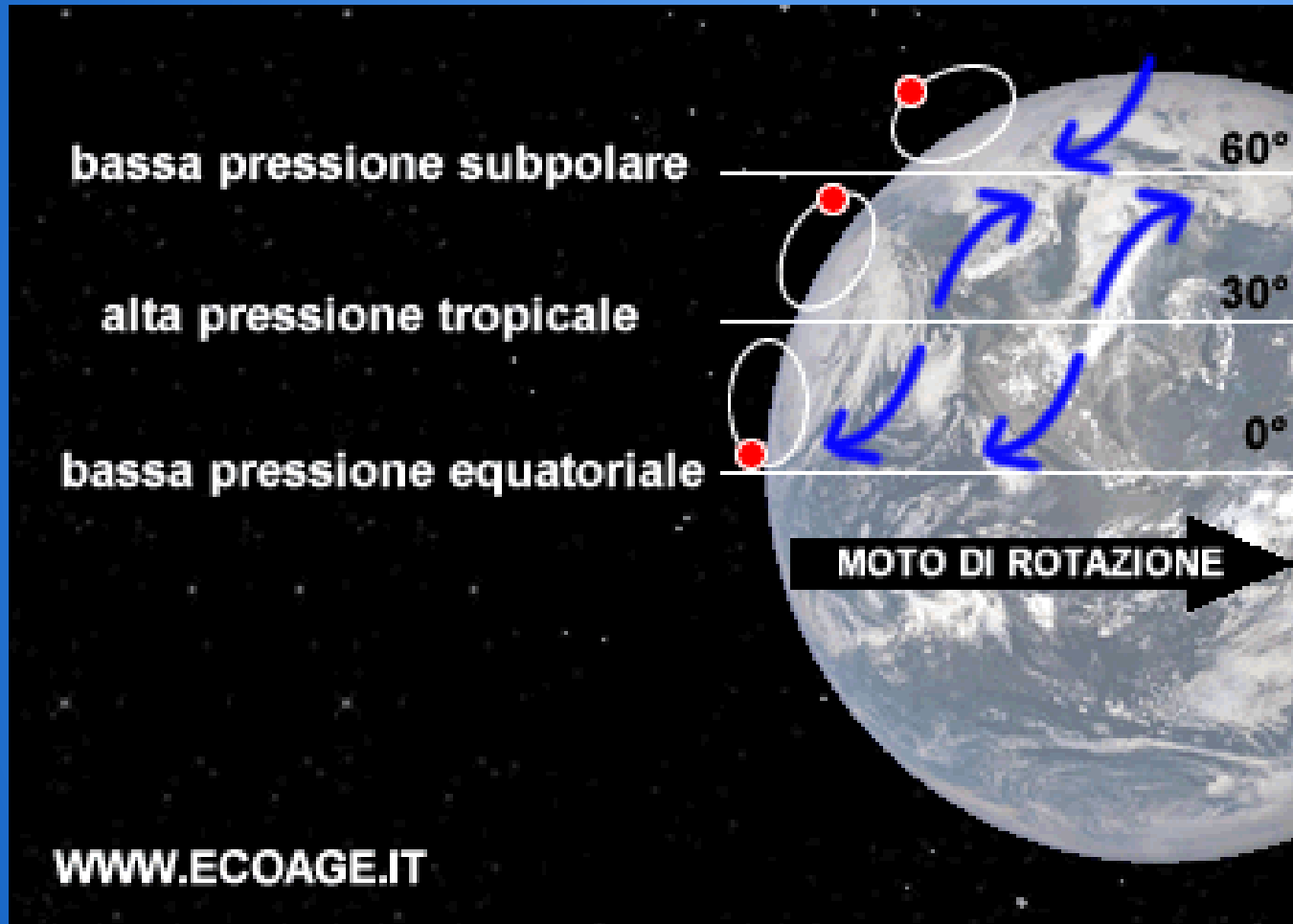


MONSONI



Dinamica dell'atmosfera

Modello di circolazione a tre celle

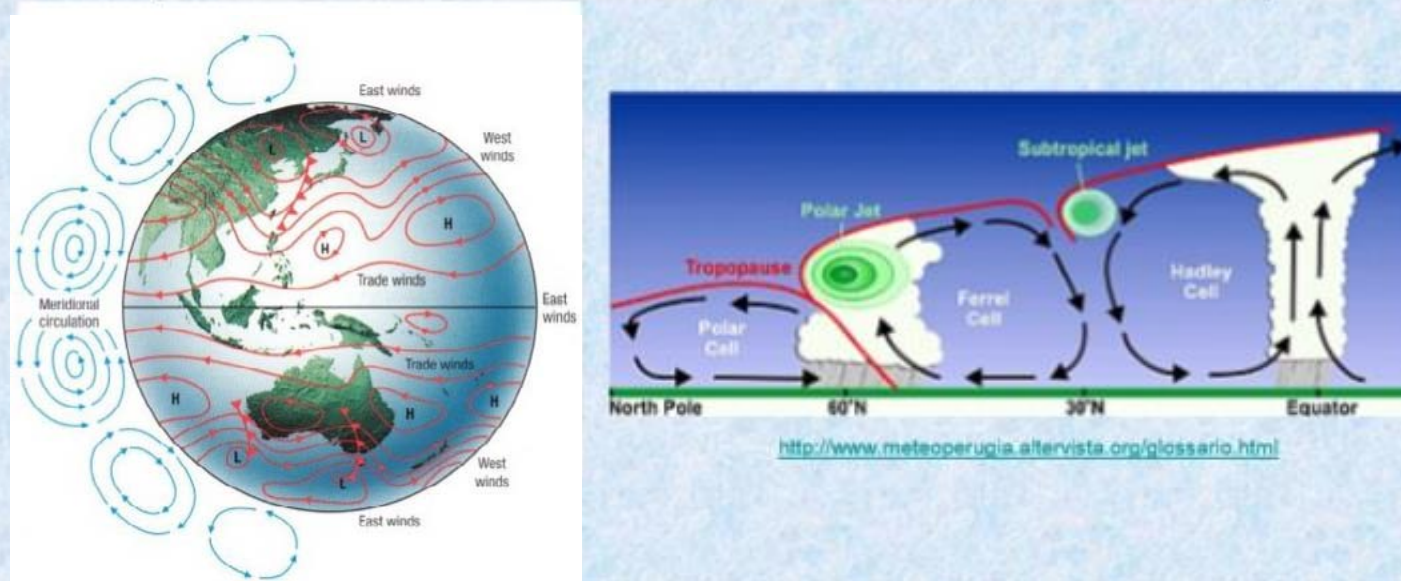


William Ferrel
1817 - 1891

Dinamica dell'atmosfera

Modello di circolazione a tre celle

IL MODELLO A TRE CELLE



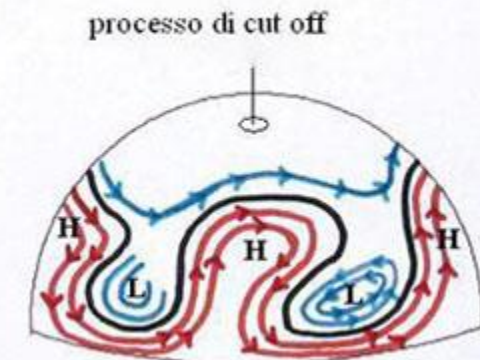
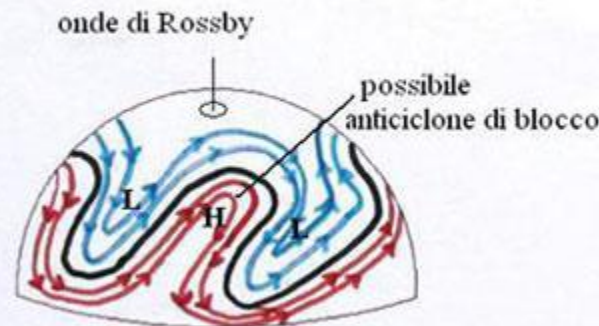
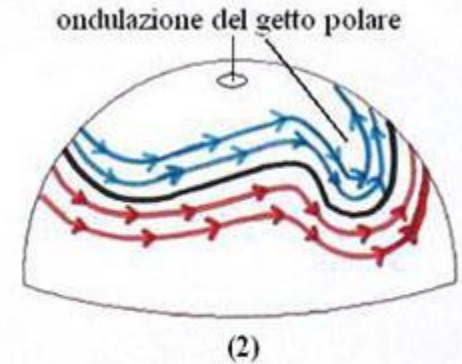
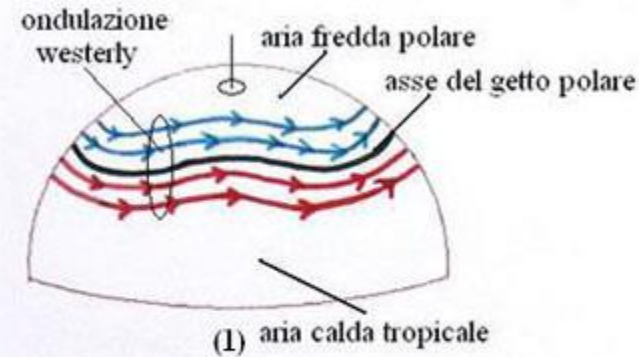
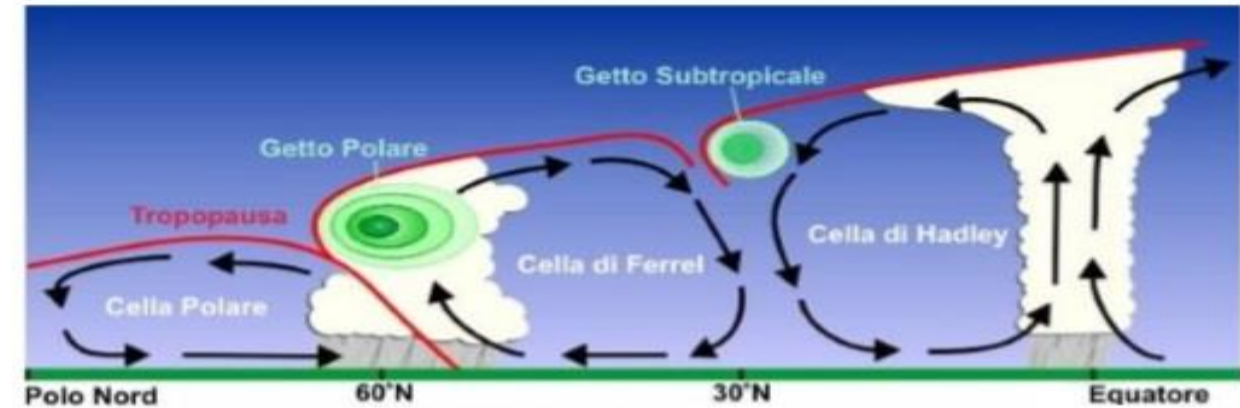
- Cella di Hadley (1685-1768) : $0^{\circ} \rightarrow 30^{\circ}\text{S}$ e $0^{\circ} \rightarrow 30^{\circ}\text{N}$
- Cella di Ferrel (1817-1891): $30^{\circ}\text{S} \rightarrow 60^{\circ}\text{S}$ e $30^{\circ}\text{N} \rightarrow 60^{\circ}\text{N}$
- Cella polare: $60^{\circ}\text{S} \rightarrow 90^{\circ}\text{S}$ e $60^{\circ}\text{N} \rightarrow 90^{\circ}\text{N}$

La forza di Coriolis è responsabile della “rottura” della singola cella su fasce ampie circa 30° di latitudine.

Correnti a getto (Jet Stream)

Le Correnti a Getto

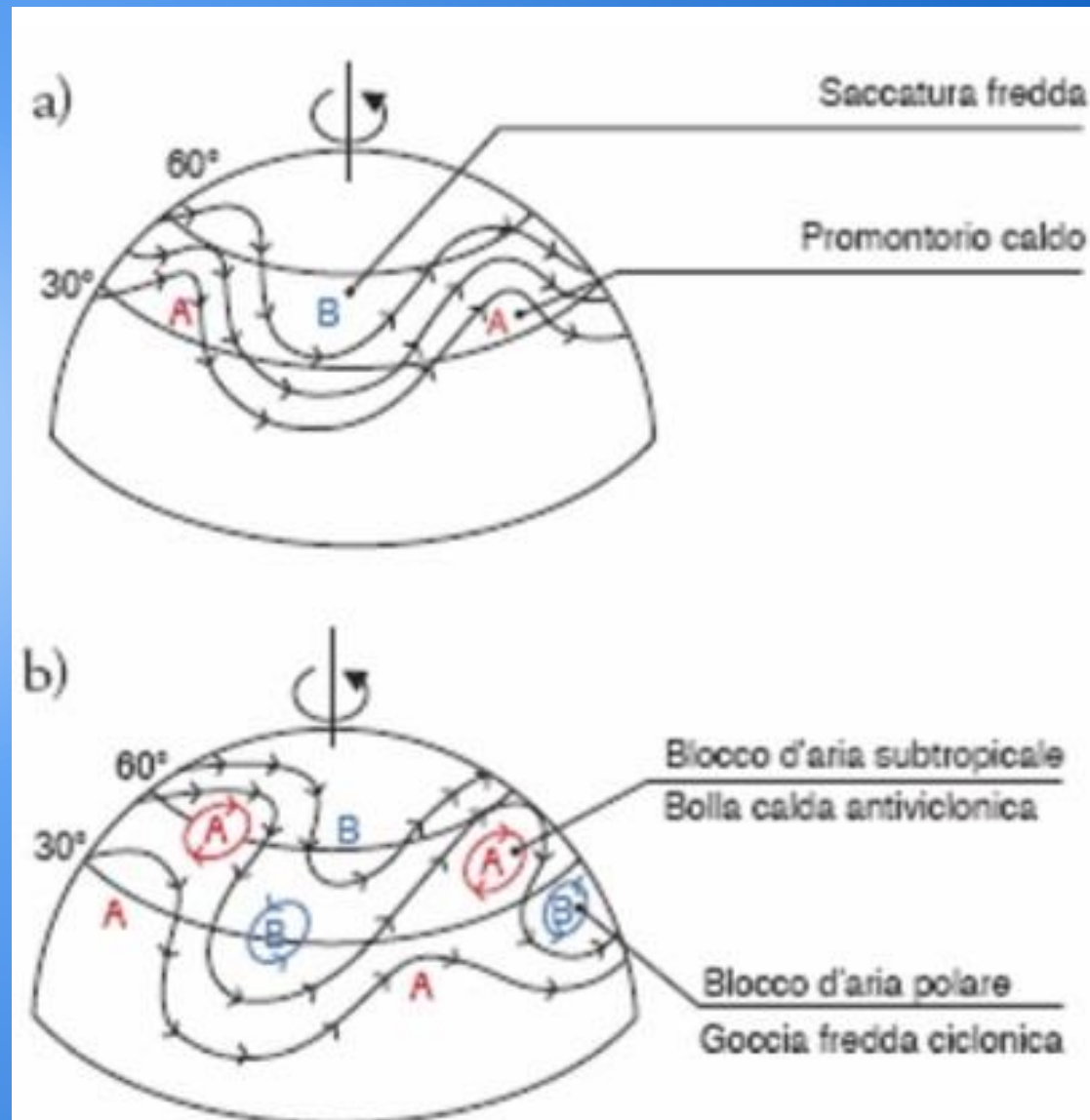
Ai confini delle tre cellule sopra descritte ed ai limiti superiori della troposfera, scorrono dei fiumi aerei velocissimi chiamati corrente a getto (jet streams) ove si sono registrati venti anche a 600 Km/h e velocità di 100-200 Km/h sono frequenti. Le correnti a getto hanno un piccolo spessore verticale (nell'ordine dei 2-3 Km), sono relativamente strette sul piano orizzontale (100-400 km), molto allungate nel senso delle correnti (qualche migliaio di chilometri) e sovrastano le zone di massimo contrasto termico al suolo tra masse di aria fredde e calde.



Onde di Rossby e onde di Bjerknes

Lungo il tratto ascendente delle onde di Rossby tendono a formarsi delle onde più corte note come onde di Bjerknes da cui prendono origine i fronti, i sistemi responsabili del maltempo. Tali onde sono molto più piccole delle onde di Rossby, circa 1000 km tra una cresta e l'altra. Esse si formano per contrasti tra due masse d'aria termicamente differenti.

In conclusione le ondulazioni di Rossby e di Bjerknes, che sono fenomeni non "visibili" in uno schema di circolazione generale poiché hanno andamenti ciclici e durata media di alcuni giorni, ci spiegano lo scambio termico alle medie latitudini.



Dinamica dell'atmosfera

I Venti

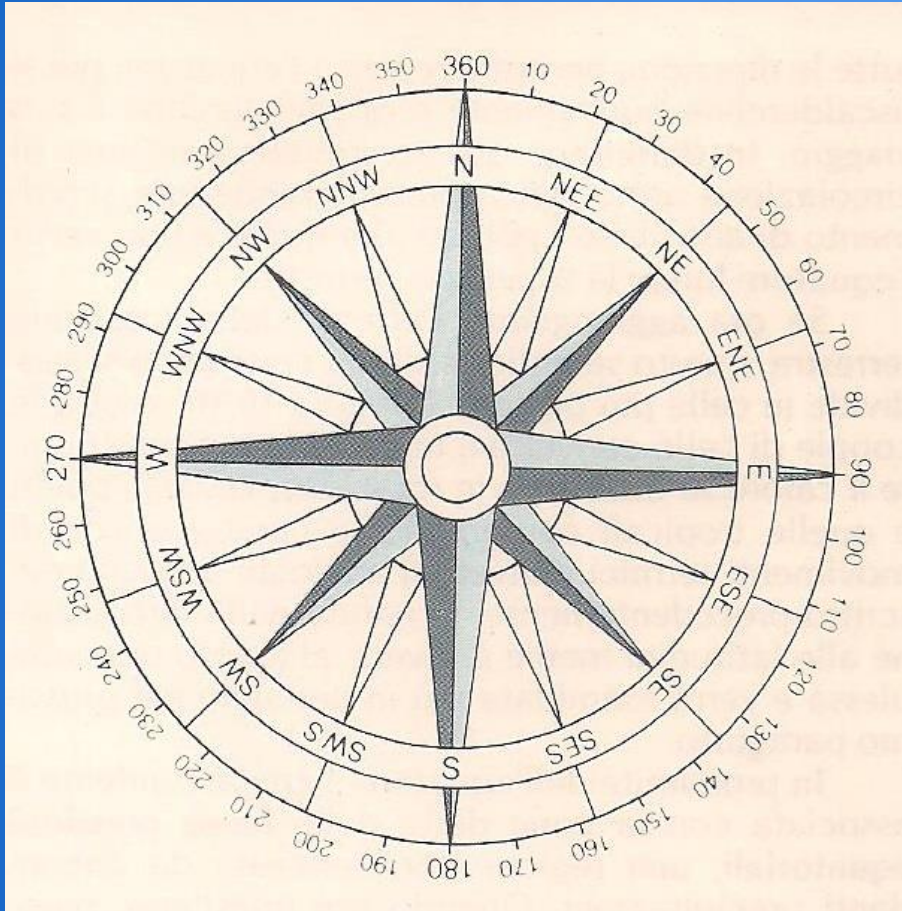


Tabella 16.1 La scala Beaufort.*

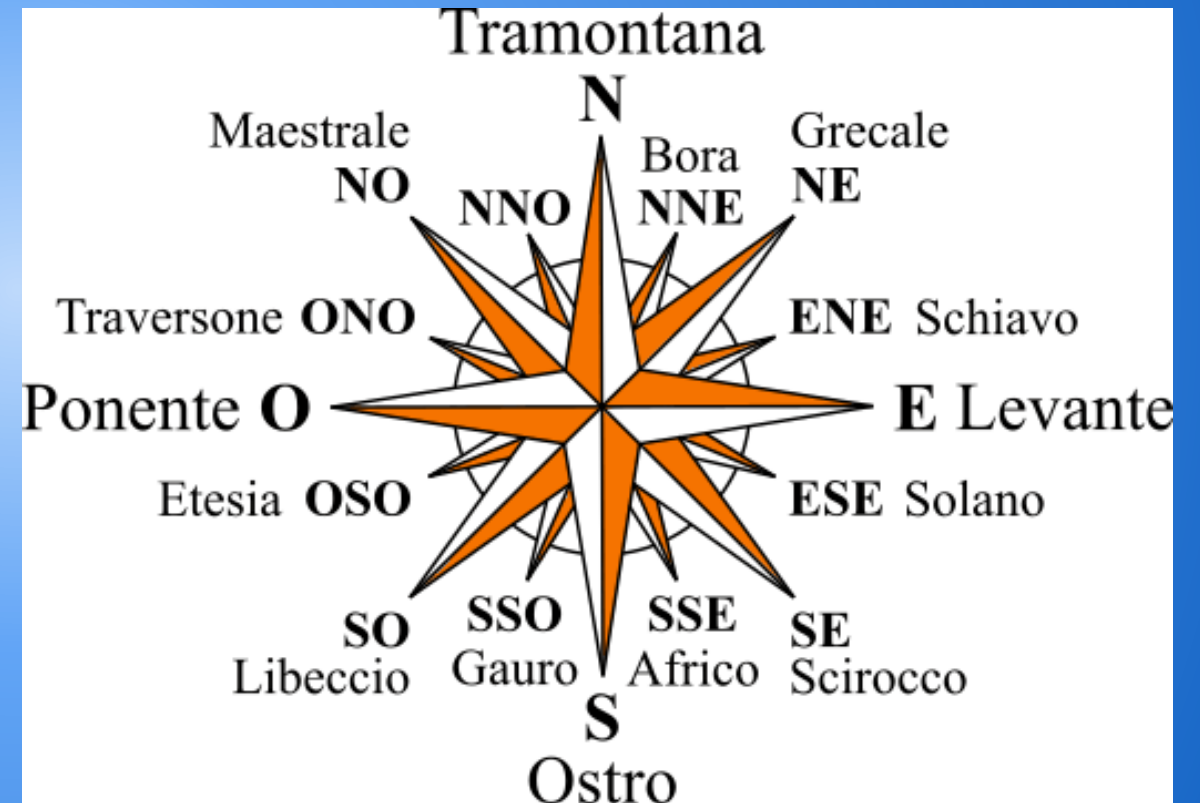
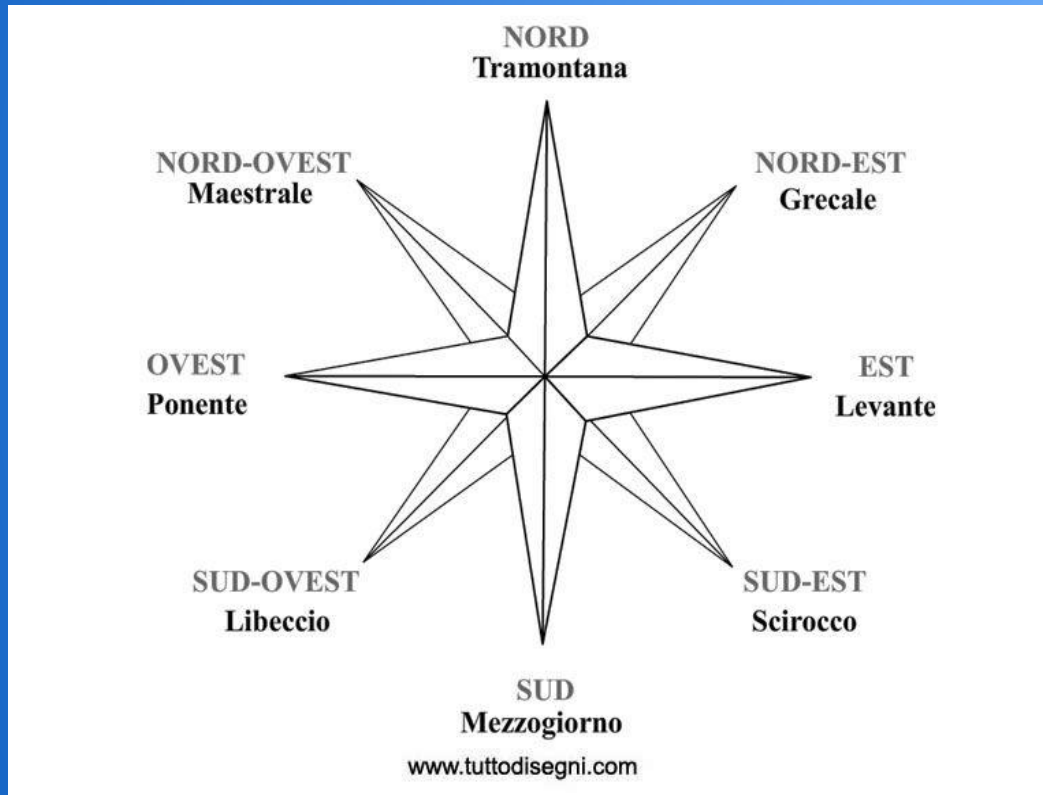
Gradi	Velocità del vento (in nodi)	Velocità del vento (in km/h)	Denominazione del vento	Descrizione
0	0-1	0-1	Calma	Il fumo sale verticalmente.
1	1-3	1-5	Rava di vento	Debole deriva del fumo.
2	4-6	6-11	Brezza leggera	Le foglie stormiscono.
3	7-10	12-19	Brezza tesa	Le foglie e i rametti si muovono continuamente.
4	11-16	20-28	Vento moderato	Si muovono i rami; si solleva la carta e la polvere
5	17-21	29-38	Vento teso	Incominciano a oscillare i piccoli alberi; le acque si increspano.
6	22-27	39-49	Vento fresco	Si muovono i grossi rami; i fili metallici sibilano.
7	28-33	50-61	Vento forte	Si muovono i grossi alberi; difficoltà nel camminare controvento.
8	34-40	62-74	Burrasca	Si rompono i rami degli alberi.
9	41-47	75-88	Burrasca forte	Oggetti e tegole asportati.
10	48-55	89-102	Tempesta	Gli alberi vengono sradicati; considerevoli danni ai fabbricati.
11	56-63	103-117	Tempesta violenta	Danni generali.
12	64-71	118-133	Uragano	Danni ingentissimi.

* In origine le suddivisioni erano 12 (da «calma» a «uragano»), ma recentemente sono state aggiunte le seguenti: **forza 13:** 72-80 nodi; **forza 14:** 81-89 nodi; **forza 15:** 90-99 nodi; **forza 16:** 100-108 nodi; **forza 17:** 109-118 nodi.

In tutto il mondo i venti sono identificati con la direzione di provenienza: solo nel Mediterraneo esiste una identificazione denominata la Rosa dei venti.

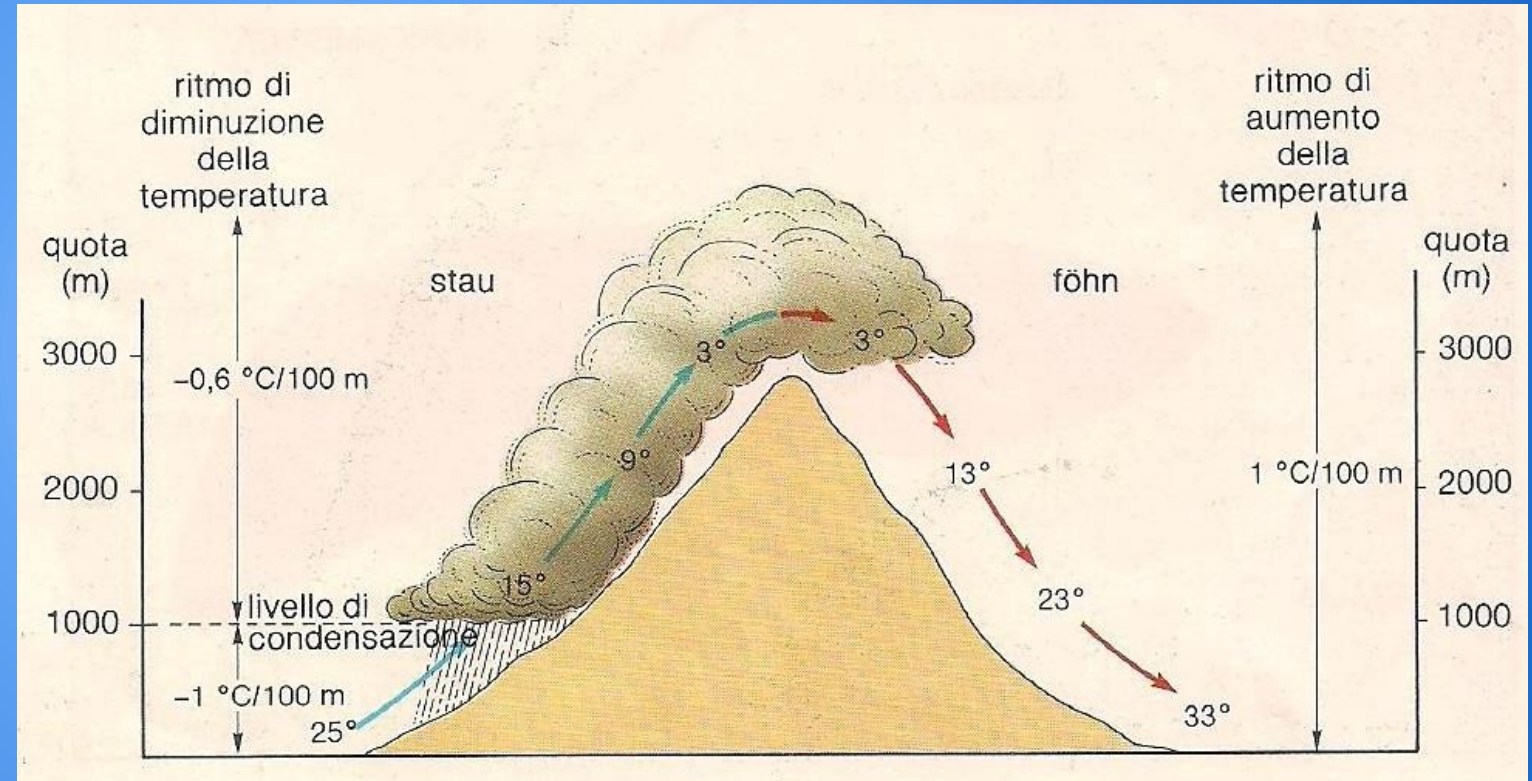
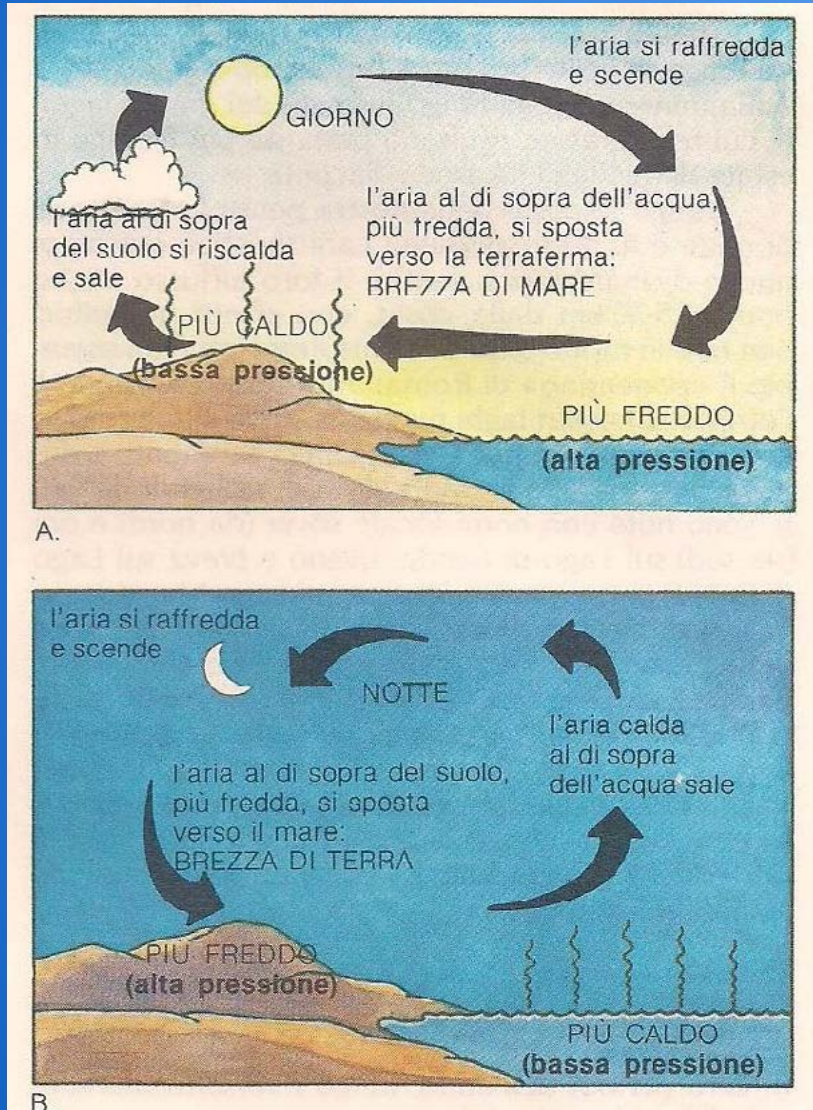
Dinamica dell'atmosfera

I Venti



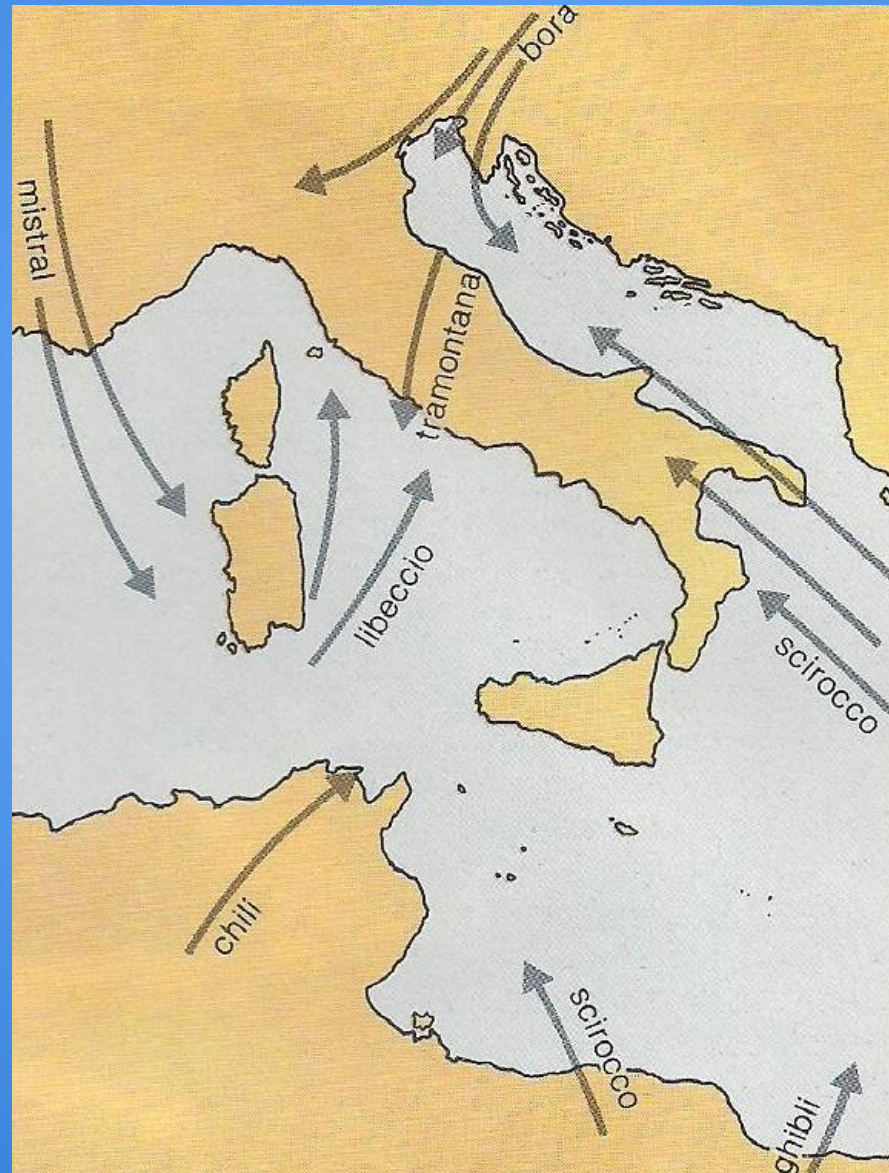
Dinamica dell'atmosfera

I Venti



Dinamica dell'atmosfera

I Venti

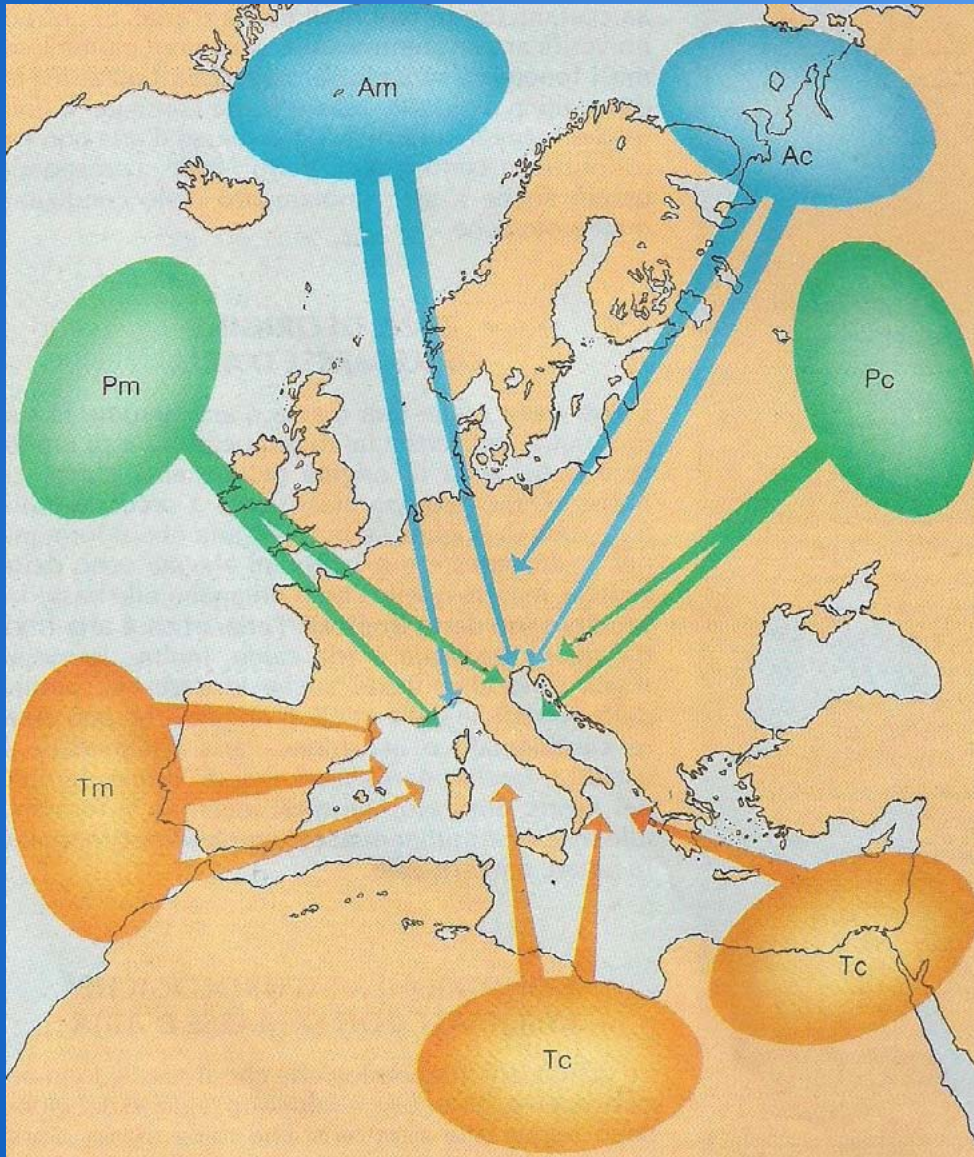


Dinamica dell'atmosfera

Venti buoni o cattivi?



Modelli meteorologici e perturbazioni



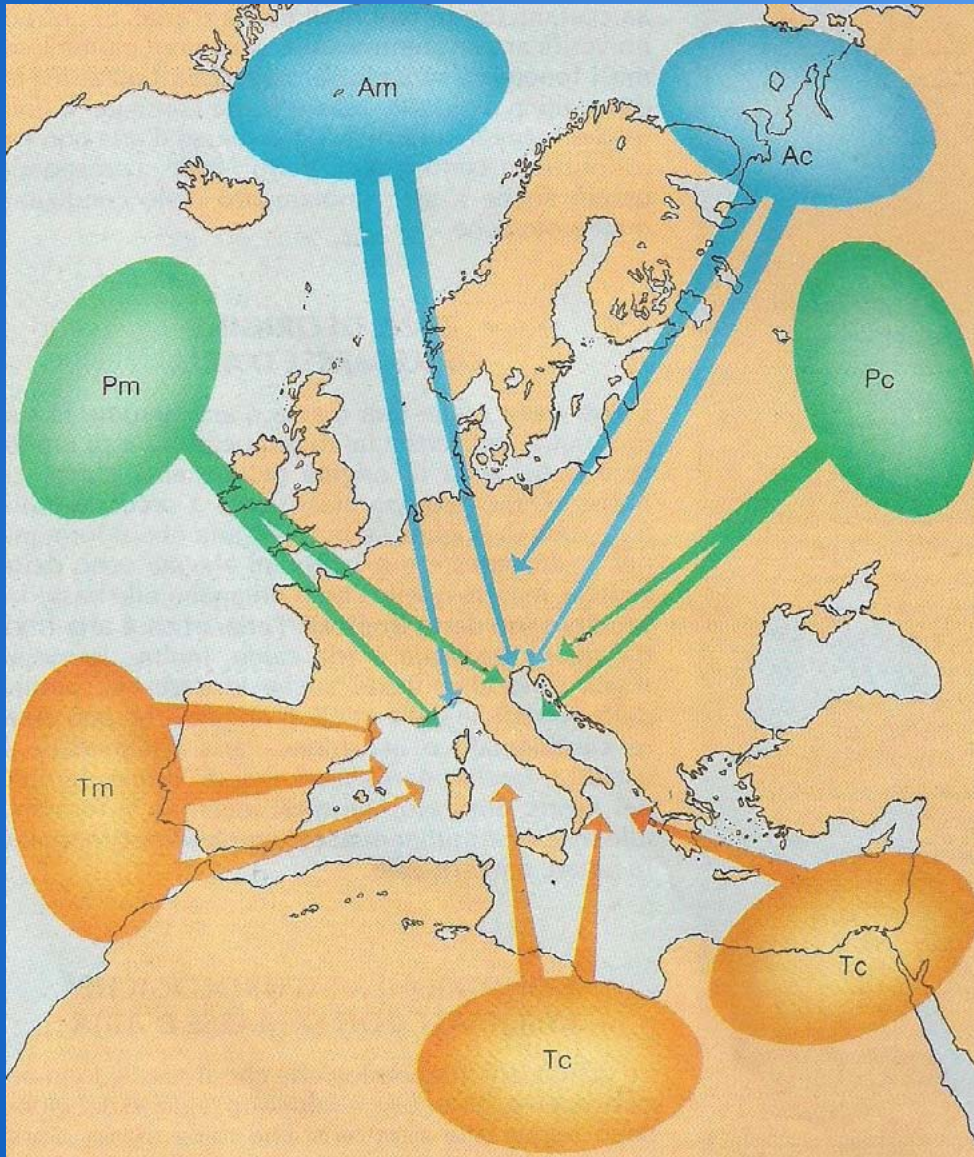
Quando una porzione della troposfera inferiore si muove lentamente o rimane stazionaria al di sopra di un'area relativamente uniforme della superficie terrestre, l'aria assume le caratteristiche tipiche di quella zona, soprattutto per quanto concerne la temperatura e l'umidità.

Si identifica così quella che viene chiamata massa **d'aria**, cioè una porzione d'aria molto grande, con una larghezza di 1.500 Km o più e uno spessore di parecchi chilometri, caratterizzata da omogeneità di temperatura e umidità ad una data quota.

Una massa d'aria può impiegare molti giorni ad attraversare una regione che, di conseguenza, avrà un tempo atmosferico con caratteristiche abbastanza costanti e con fenomeni sempre diversi da quelli in atto nelle masse d'aria contigue.

Il confine fra masse d'aria con caratteristiche contrastanti è detto fronte: il suo arrivo pertanto corrisponde ad un cambiamento delle condizioni meteorologiche.

Modelli meteorologici e perturbazioni



Le masse d'aria vengono classificate a seconda della loro zona di origine.

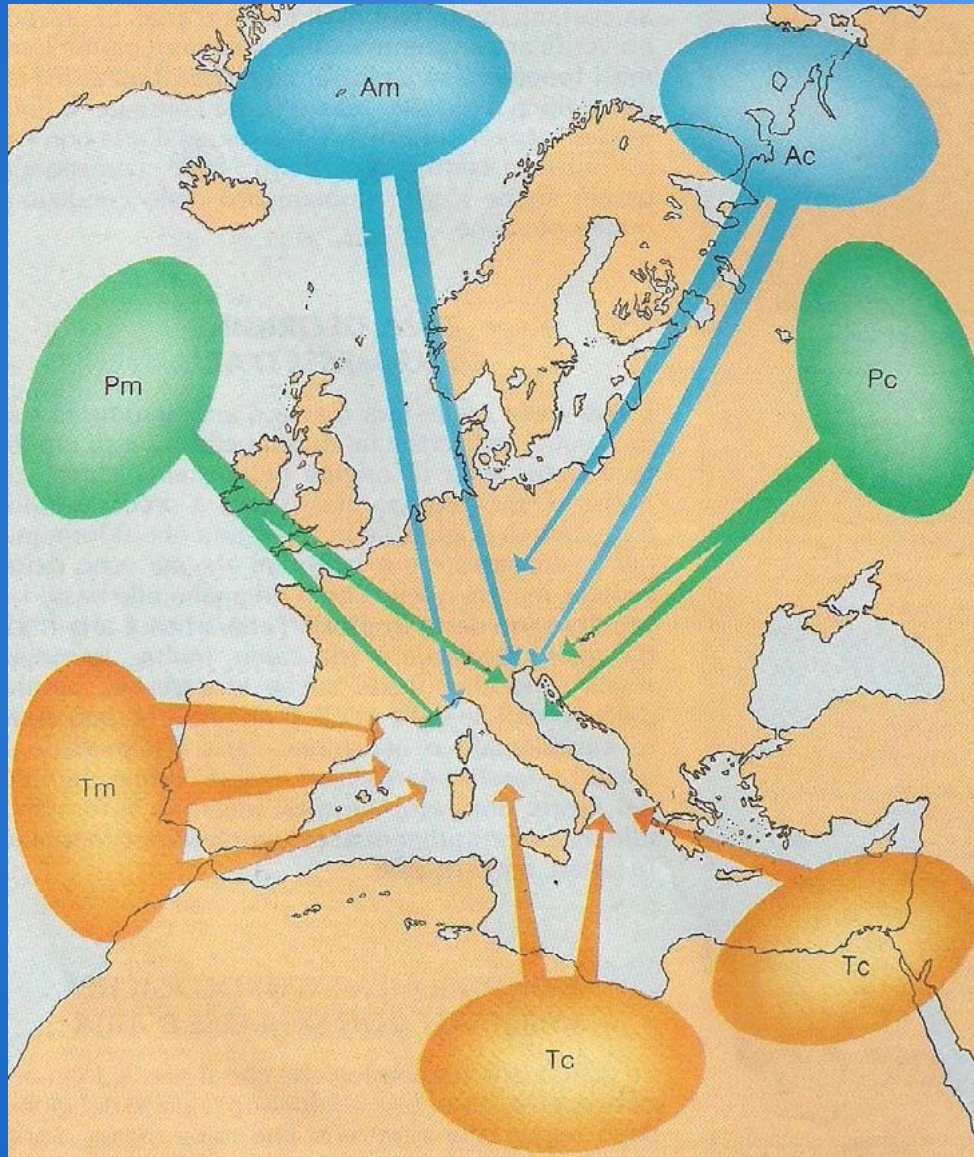
Nel nostro emisfero, le masse d'aria che si formano a latitudini elevate sono dette artiche, mentre quelle che si formano alle basse latitudini sono dette tropicali: l'aria artica è aria fredda, quella tropicale è aria calda.

Le masse d'aria sono inoltre classificate anche in base alla natura della superficie della zona di origine, che può essere continentale o marittima: l'aria continentale è asciutta, quella marittima è umida.

Infine, sempre nel nostro emisfero, si formano alle medie latitudini masse d'aria fredda denominate polari o intermedie.

Le condizioni meteorologiche che si susseguono nel corso dell'anno in una qualunque regione del globo sono legate alle caratteristiche delle masse d'aria che di volta in volta la investono.

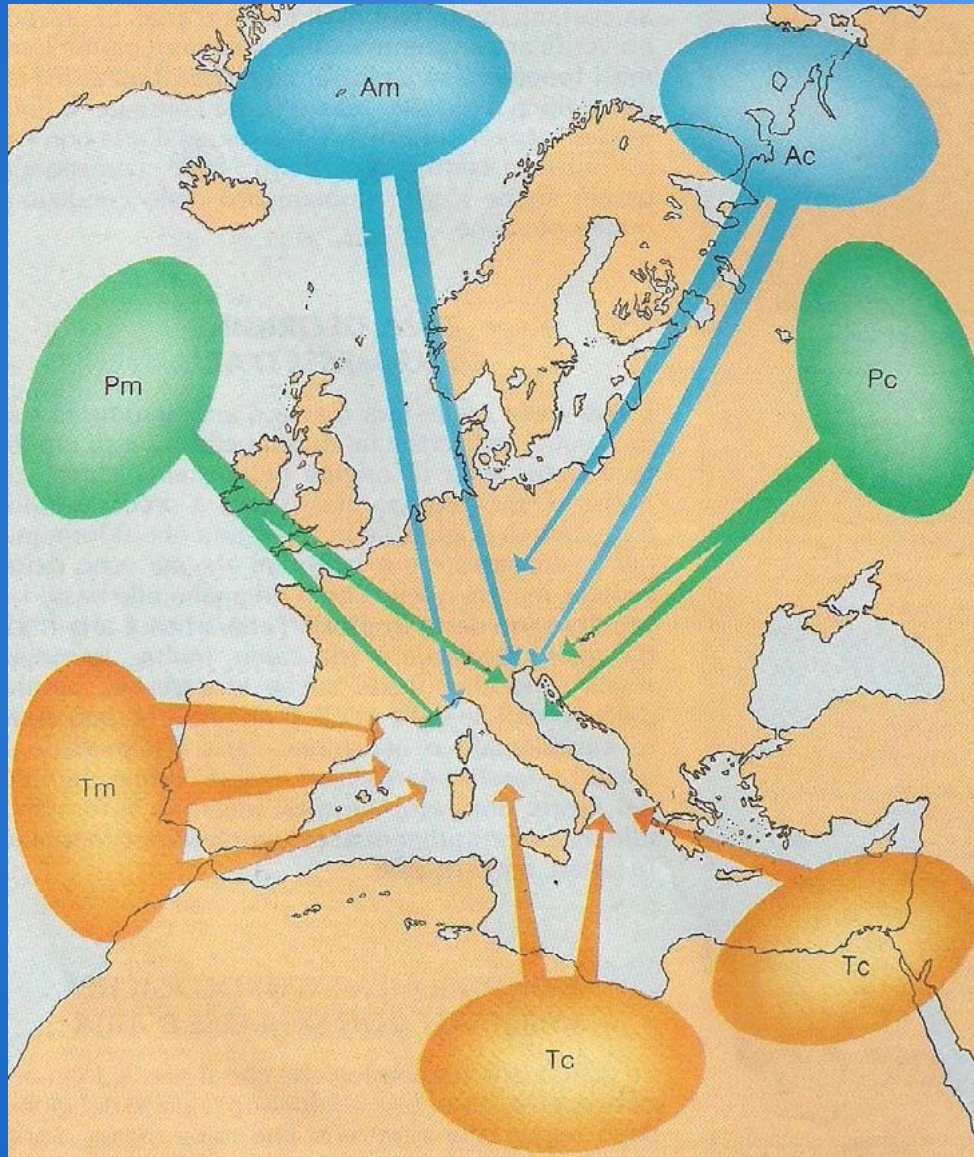
Modelli meteorologici e perturbazioni



Aria artica Aria freddissima che si forma sulla calotta polare, da cui tende a fluire verso sud; tipica dei mesi invernali. Nella zona di origine è stabile, perché è raffreddata dal basso, mentre quando scende verso sud tende a diventare instabile, a causa del riscaldamento dal basso che la rende più leggera dell'aria sovrastante. Raggiunge il Mediterraneo e anche il Nordafrica; a seconda della zona d'origine, marittima o continentale, porta condizioni meteorologiche diverse:

- Massa d'aria artica marittima.** Arriva sul Mediterraneo da nordovest, attraverso la Francia, più raramente da nord, attraverso l'Europa centrale. Nella sua avanzata, genera venti molto forti; le nubi sono in genere cumuli, cumulonembi e cirri; le precipitazioni sono violente, anche con neve.
- Masse d'aria artica continentale.** Arrivano fino in Italia scendendo da nordest, «guidate» da un anticiclone che staziona a lungo sulla Russia. Forti venti raggiungono il golfo di Trieste e l'alto Adriatico; portano nubi di tipo cumuli e stratocumuli con precipitazioni scarse.

Modelli meteorologici e perturbazioni

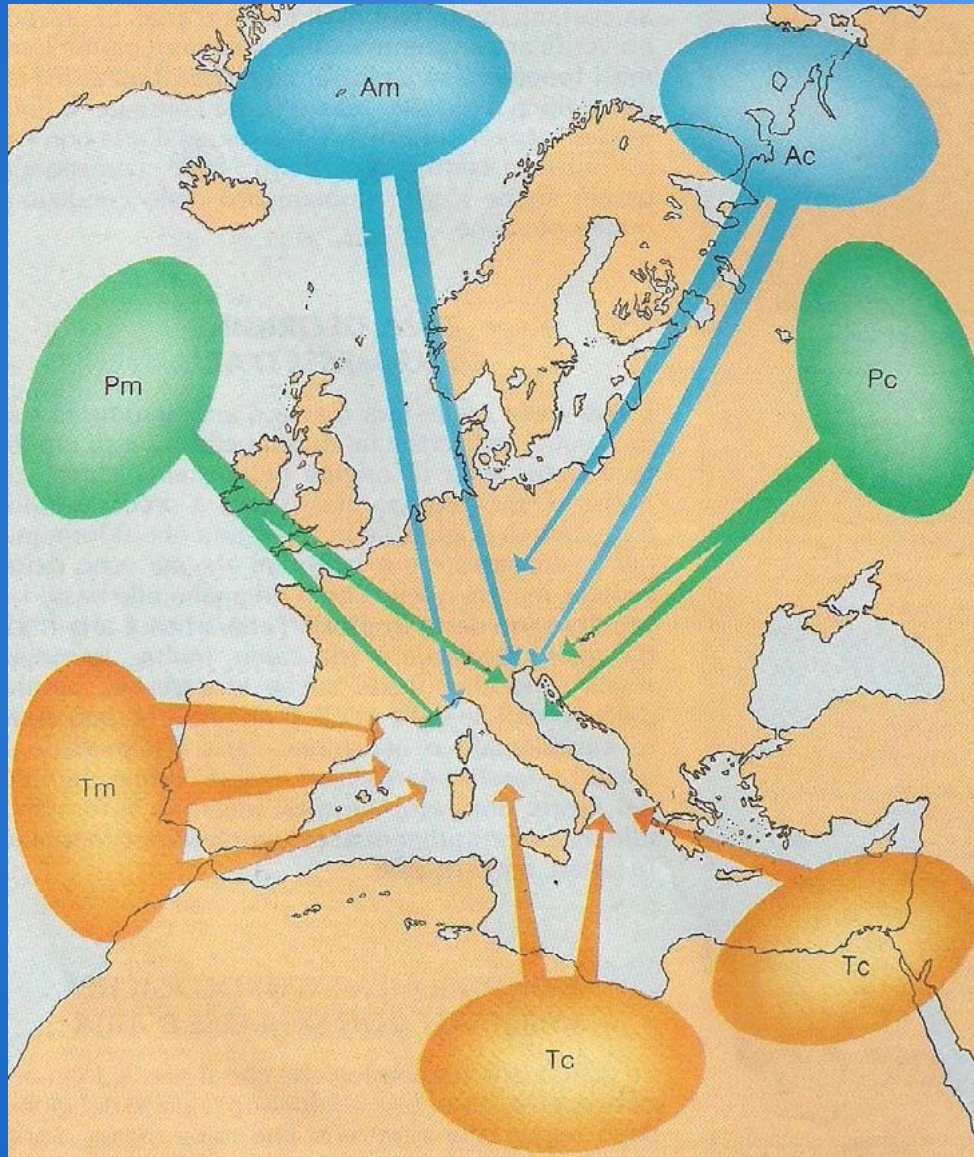


Aria polare Masse d'aria fredda prodotta dagli anticicloni delle medie latitudini: sono quelle che interessano maggiormente l'Italia, in tutte le stagioni. A seconda della zona di origine, si distinguono:

a. Masse d'aria polare marittima. Scendono dall'Atlantico settentrionale, collegate a un anticiclone stabile a ovest delle Isole Britanniche. Portano forti venti di maestrale e possono scavalcare facilmente le Alpi, portando cumuli e cumulonembi a cui si associano, specie in estate, improvvisi e, spesso, rovinosi temporali nella Pianura Padana.

b. Masse d'aria polare continentale. Si formano durante l'inverno nella zona dei grandi anticicloni della Siberia e della Russia, e arrivano in Italia da nordest, con venti freddi e violenti (bora) che investono l'alto Adriatico. Portano in genere stratocumuli, cui si accompagnano scarse precipitazioni.

Modelli meteorologici e perturbazioni

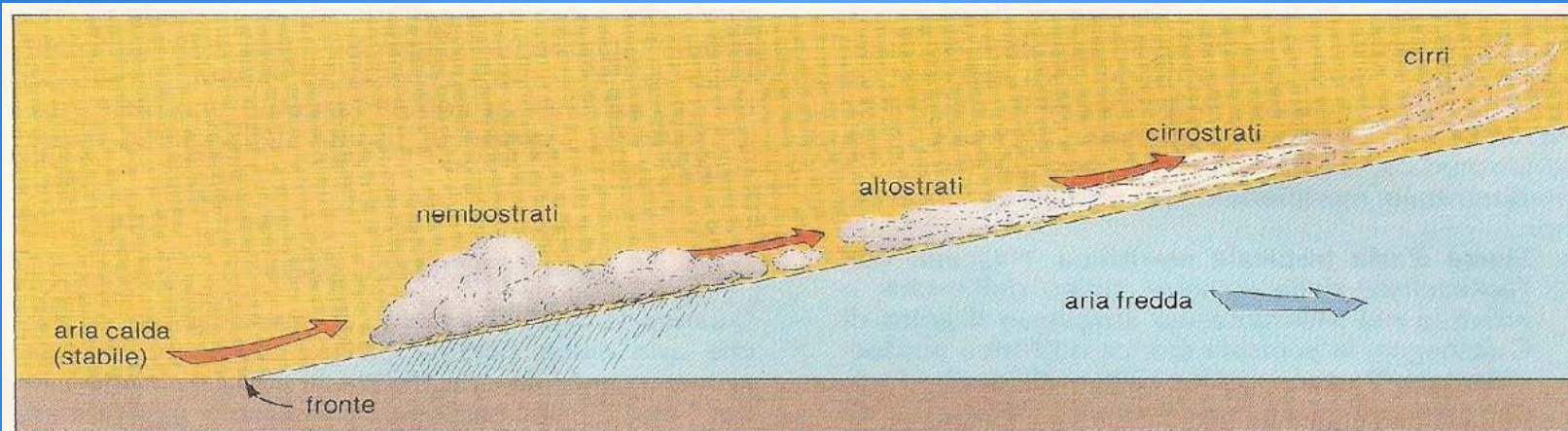


Aria tropicale Si forma nelle regioni degli anticlioni permanenti delle latitudini subtropicali. Sono masse d'aria stabili, in quanto nel loro percorso subiscono un progressivo raffreddamento dal basso. Nei mesi estivi possono raggiungere anche l'Europa settentrionale, mentre in inverno possono lambire il Mediterraneo meridionale. Se ne distinguono due tipi:

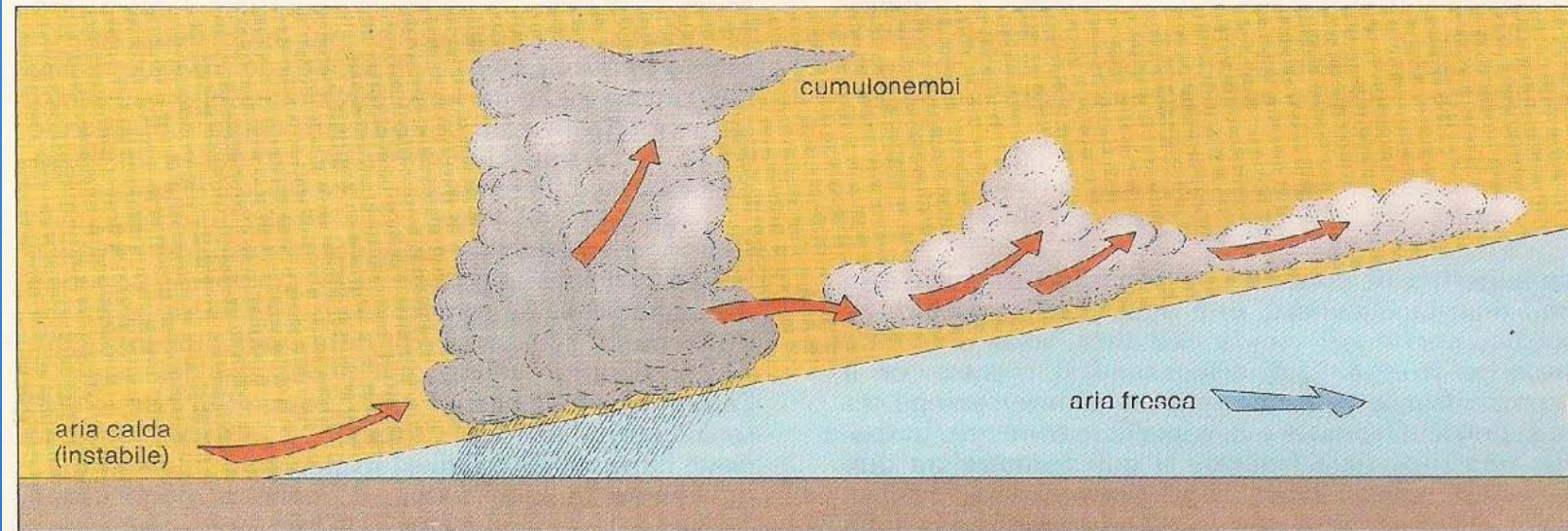
- Masse d'aria tropicale marittima.** Nascono nell'anticiclone delle Azzorre, tipico dell'estate, e arrivano nel Mediterraneo attraverso il golfo di Guascogna, la penisola iberica o l'Africa nordoccidentale. Portano venti occidentali, anche forti, che spingono strati, stratocumuli, altostrati e altocumuli, cui si associano piogge o piovigginelle.
- Masse d'aria tropicale continentale.** Nascono in Africa settentrionale e in Asia minore, e arrivano da noi con venti meridionali spesso molto forti e con piogge abbondanti, poiché si arricchiscono di vapore acqueo attraversando il Mediterraneo.

Modelli meteorologici e perturbazioni

Il fronte caldo



A.



B.

Modelli meteorologici e perturbazioni

Il fronte freddo

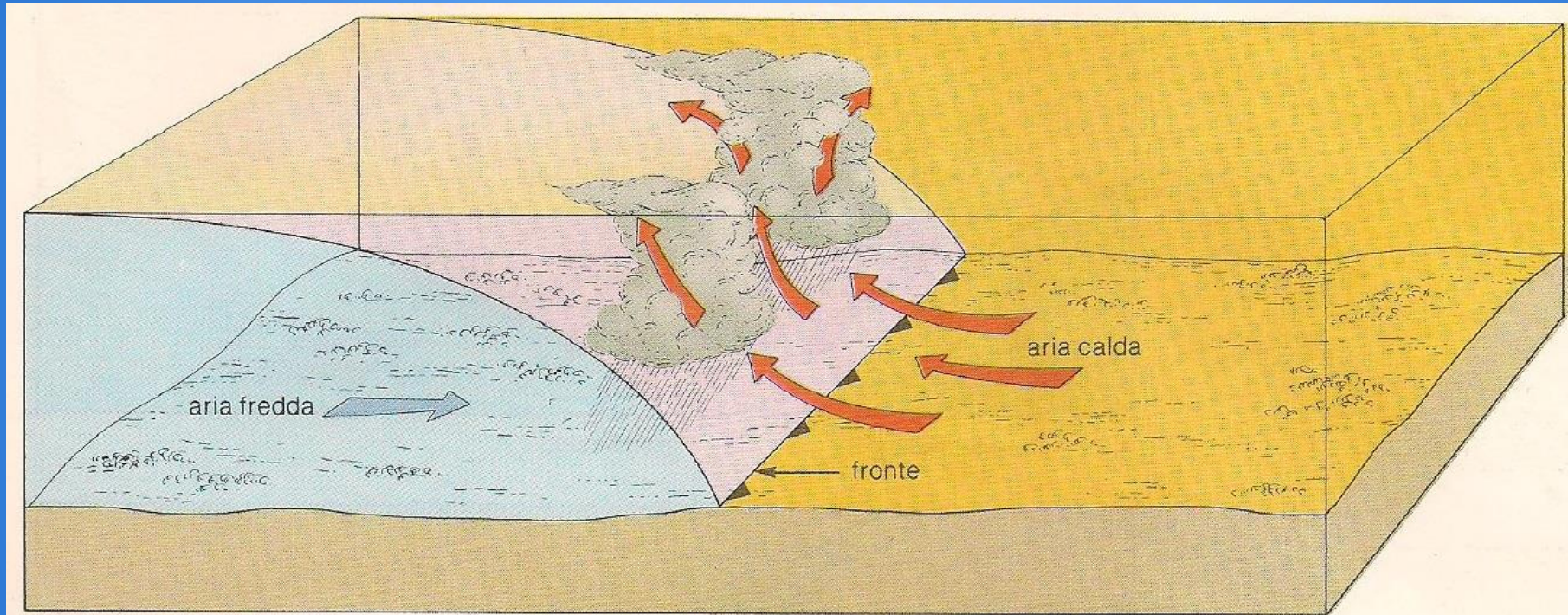
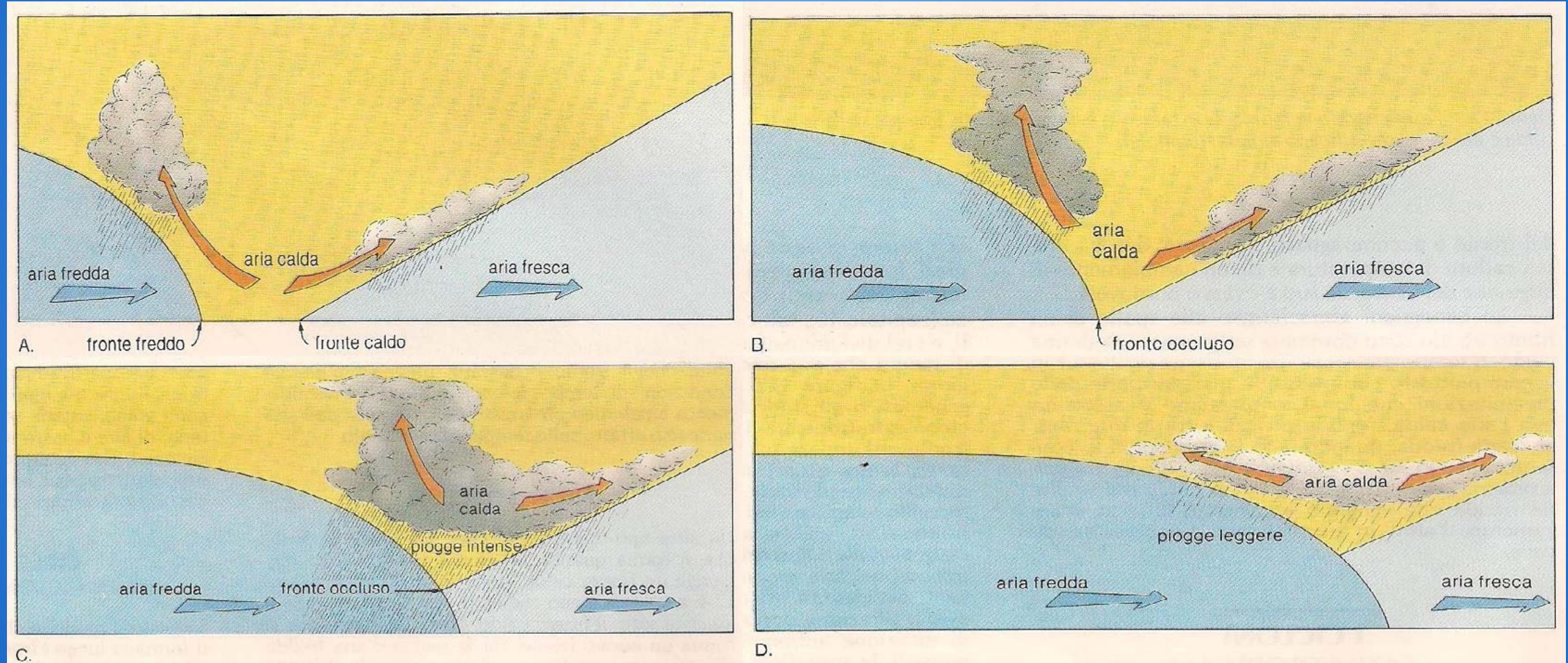


Figura 17.3 Fronte freddo in rapido avanzamento e cumulonembi. Spesso, se l'aria calda è instabile, si verificano violenti temporali.

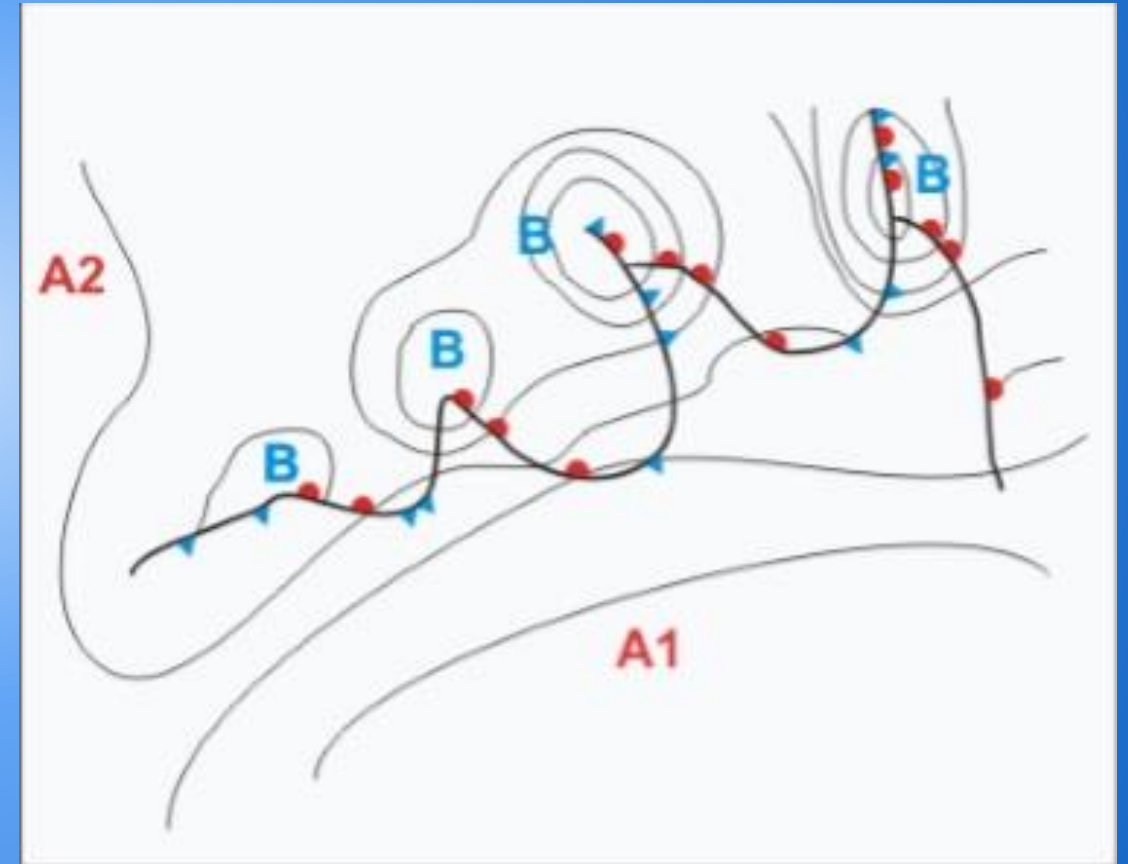
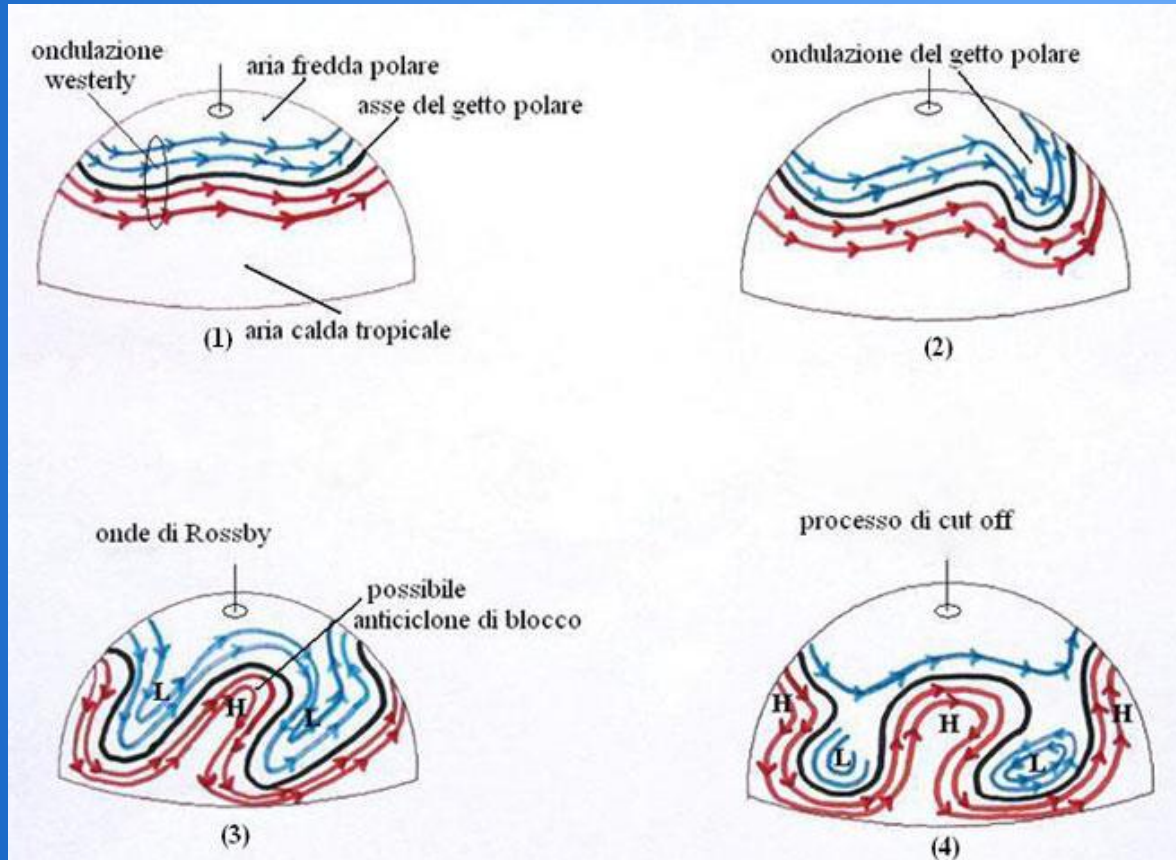
Modelli meteorologici e perturbazioni

Fronte occluso



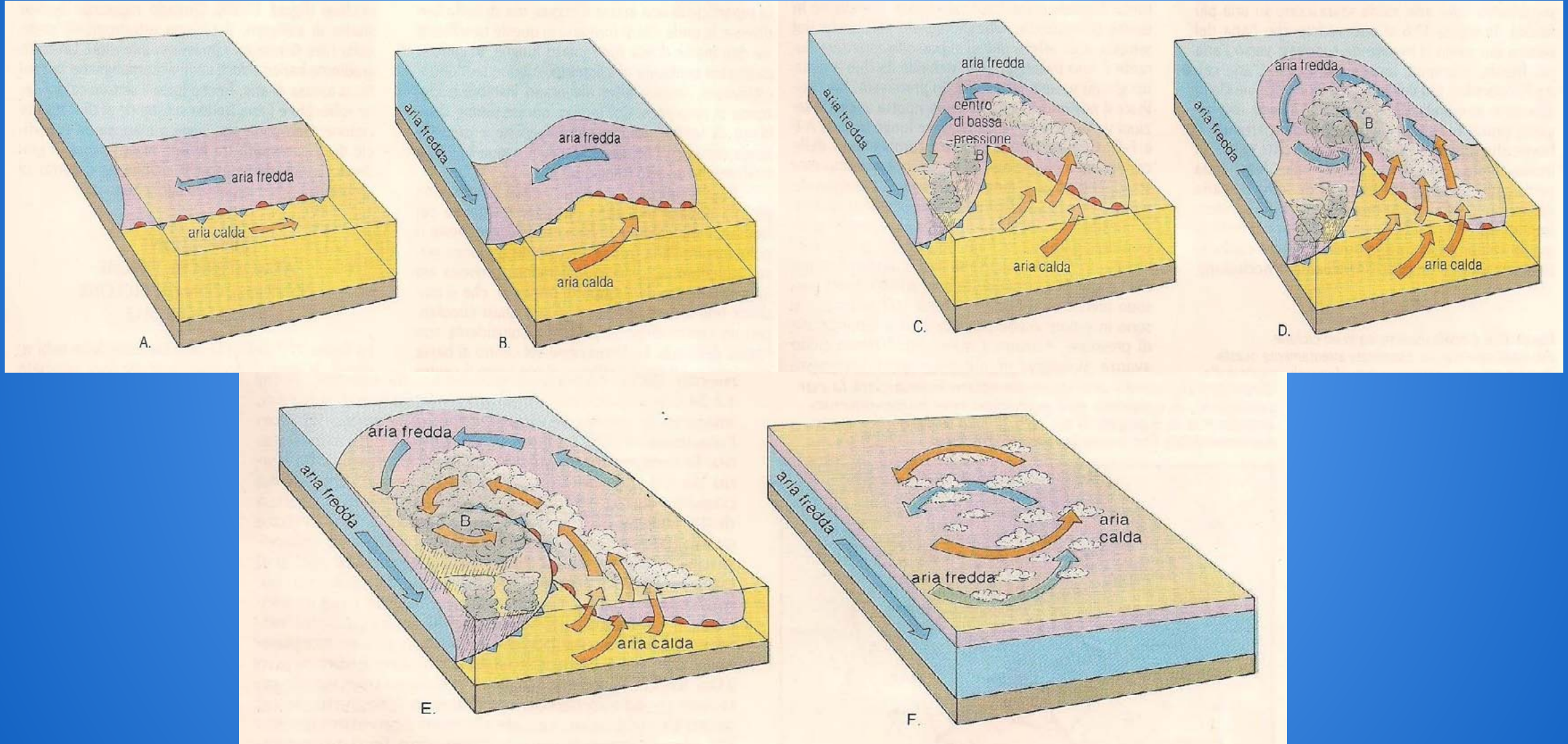
Modelli meteorologici e perturbazioni

Cicloni extratropicali



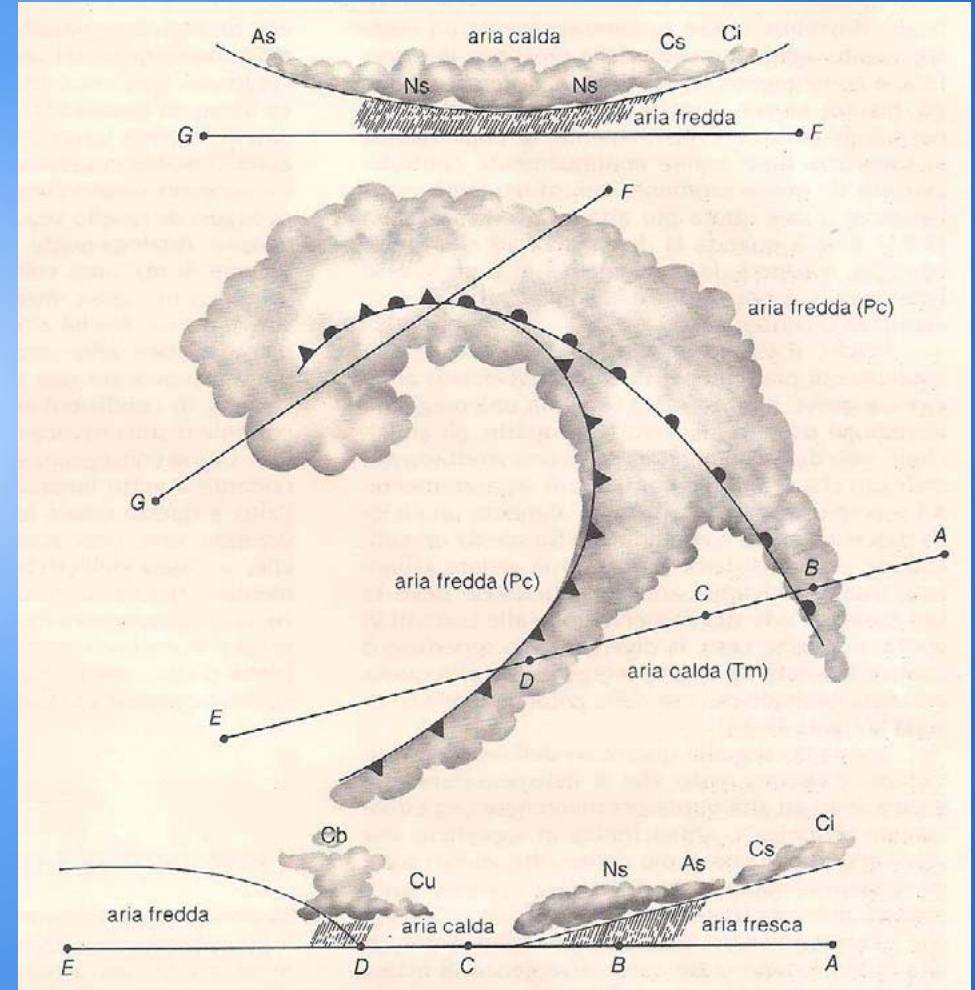
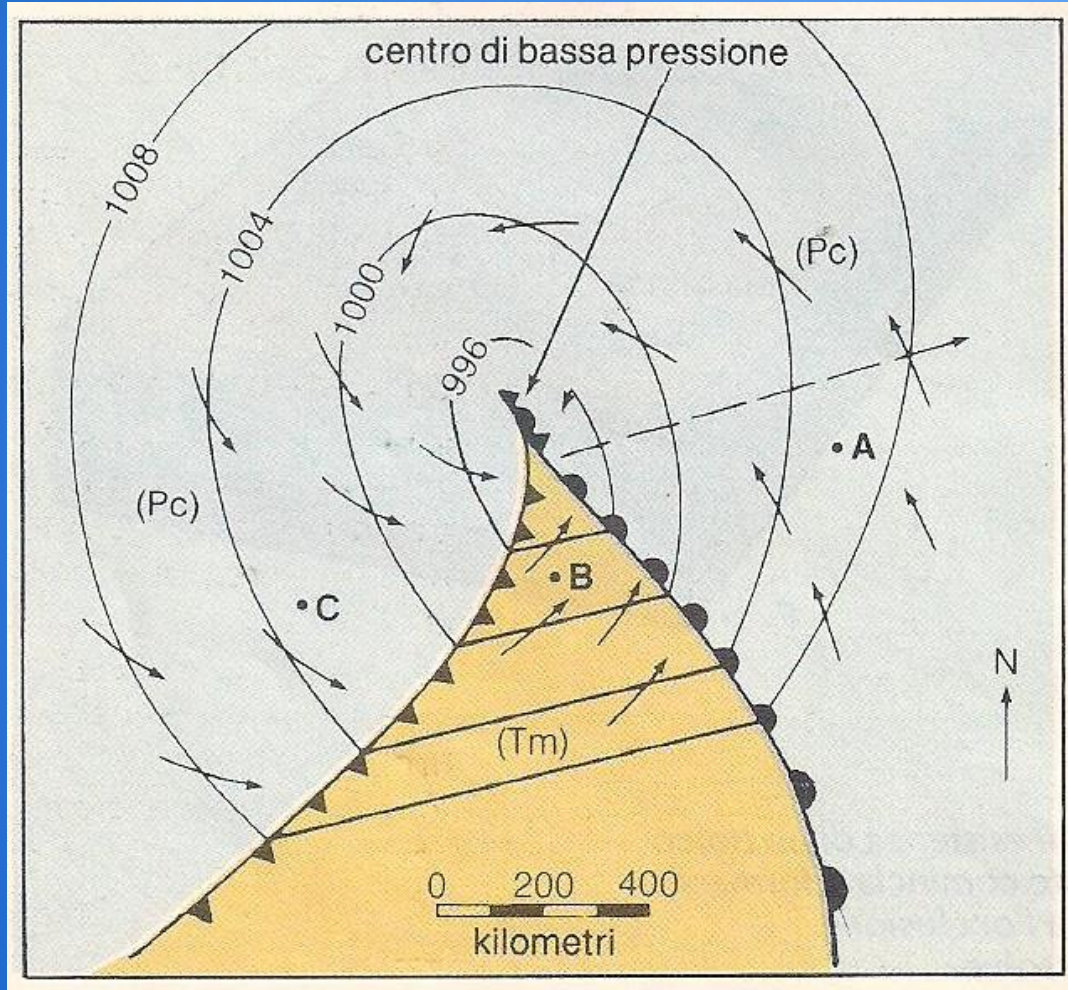
Modelli meteorologici e perturbazioni

Cicloni extratropicali



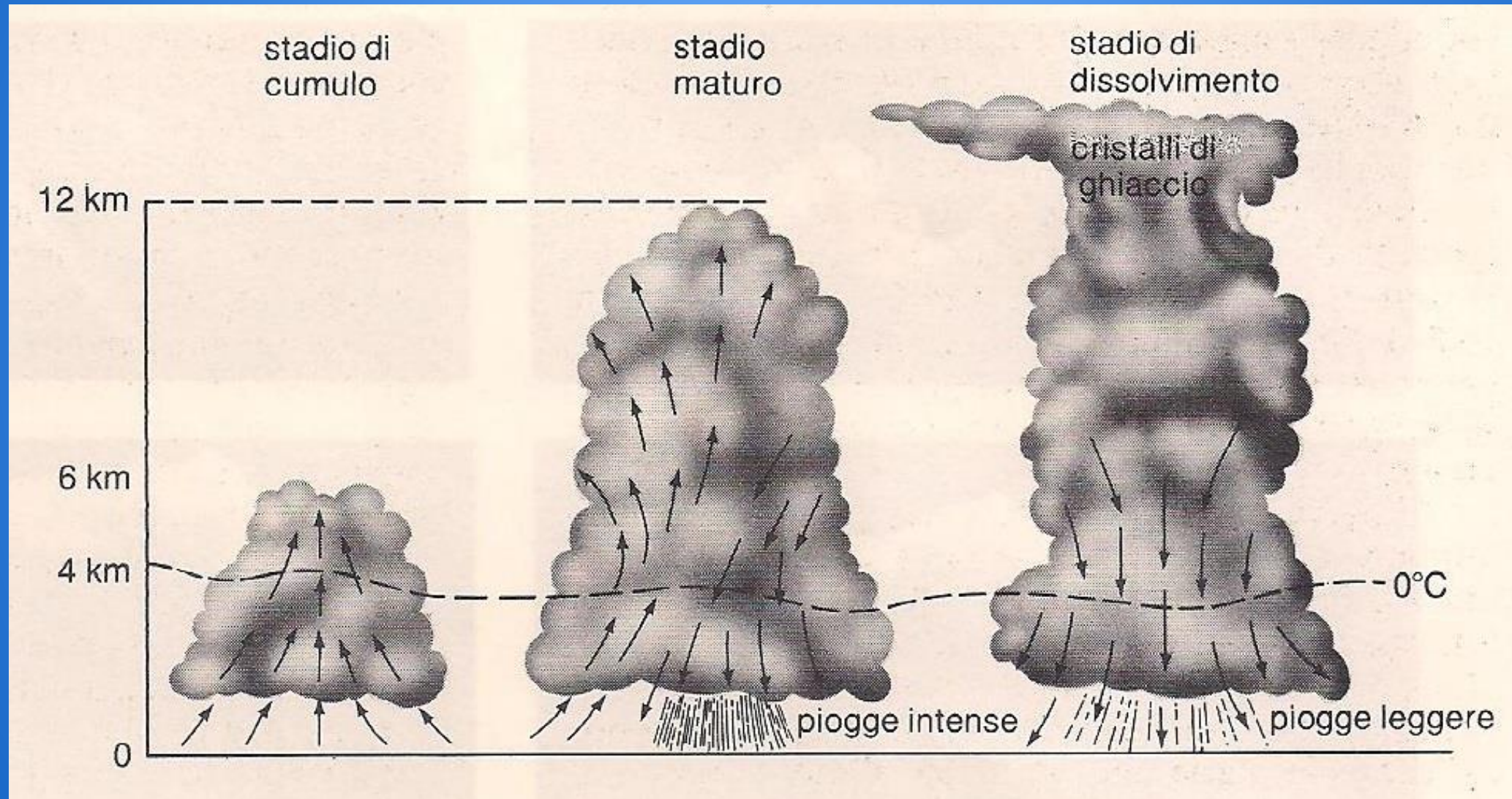
Modelli meteorologici e perturbazioni

Cicloni extratropicali



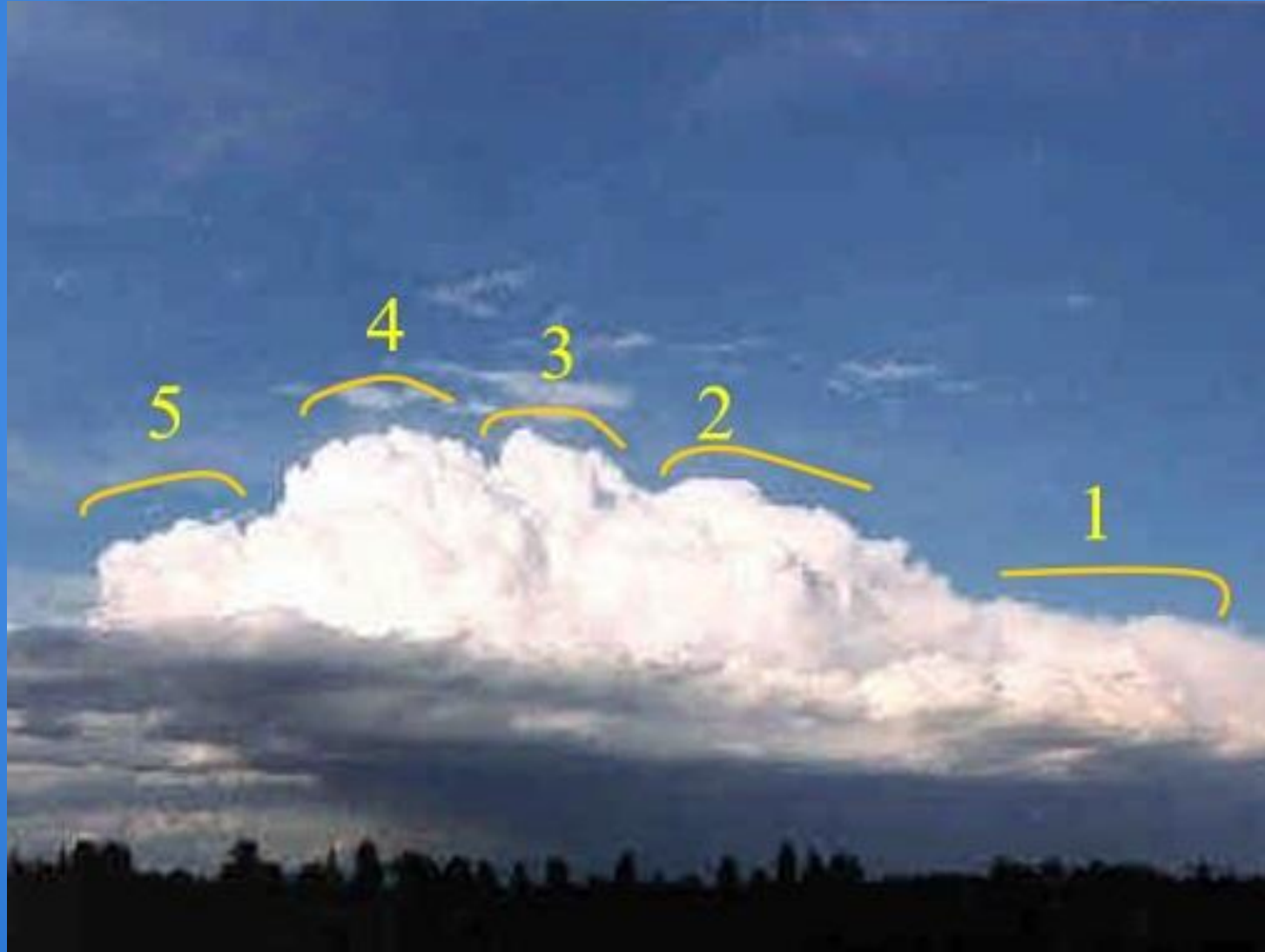
Modelli meteorologici e perturbazioni

Cicloni extratropicali



Modelli meteorologici e perturbazioni

Cicloni extratropicali



Modelli meteorologici e perturbazioni

Cicloni extratropicali



Modelli meteorologici e perturbazioni

Cicloni extratropicali



Modelli meteorologici e perturbazioni

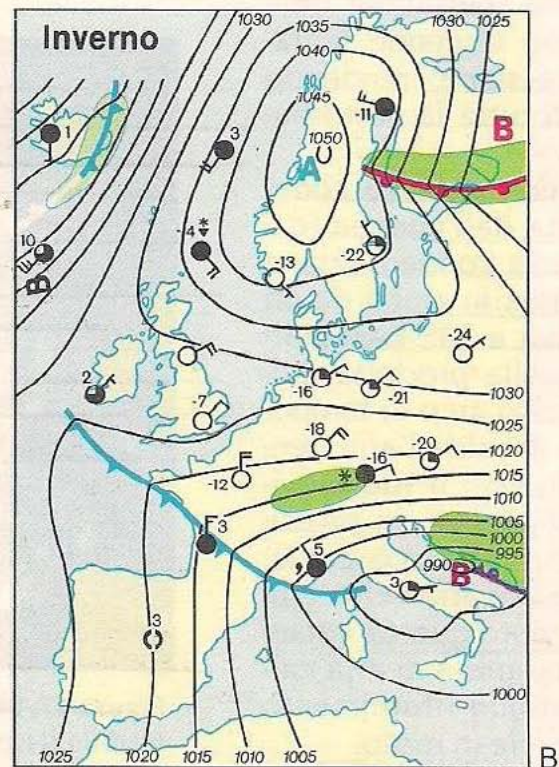
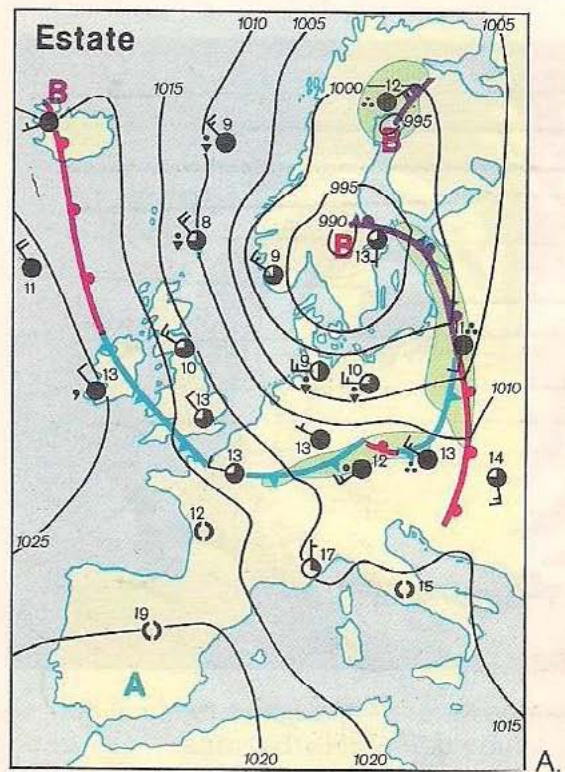
Cicloni extratropicali



Modelli meteorologici e perturbazioni

Cicloni extratropicali nell'area mediterranea

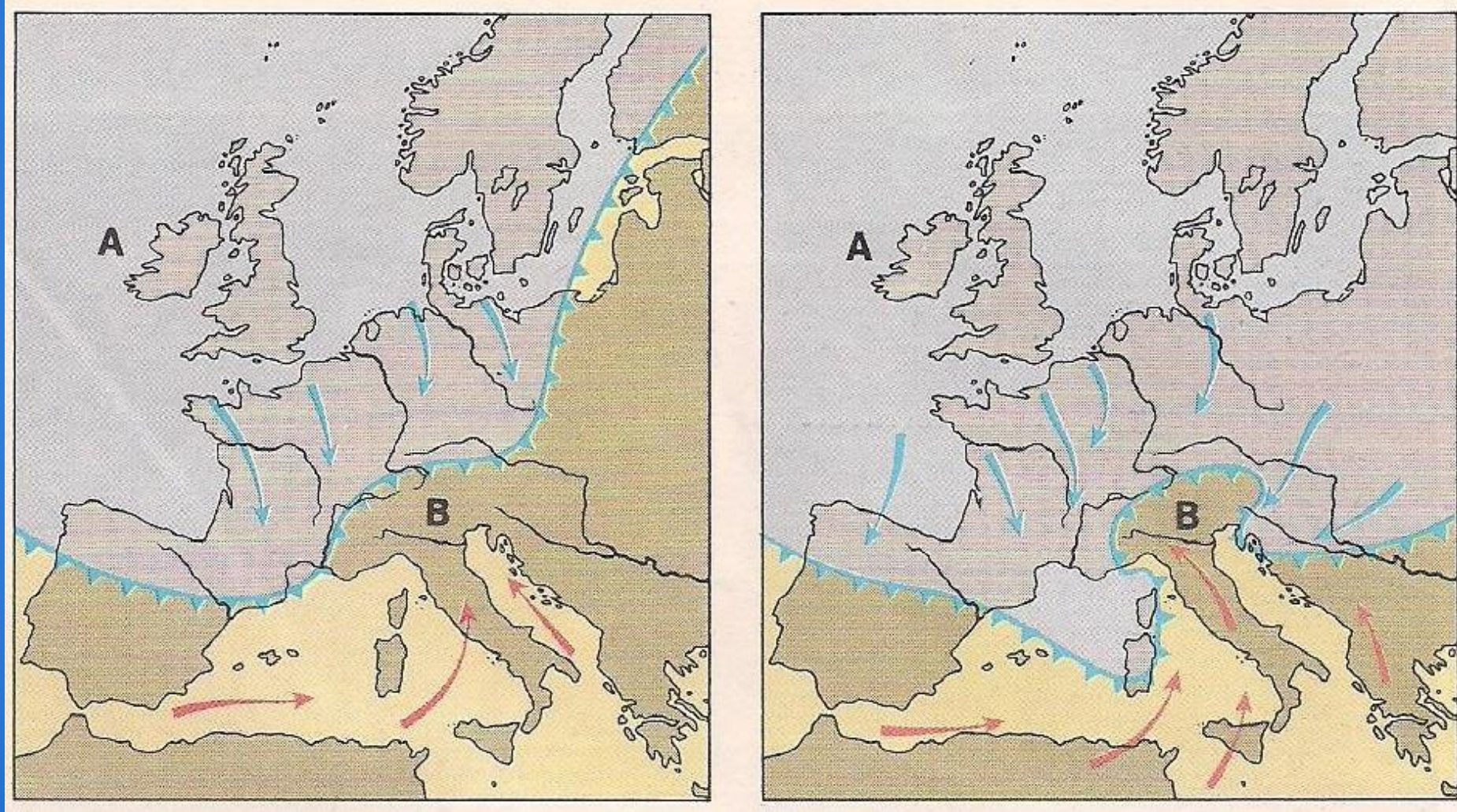
Figura 17.15 Queste due carte meteorologiche, la cui complessa simbologia è chiarita nella legenda, illustrano due situazioni, una tipica in estate, l'altra in inverno, relative all'Europa. Nella carta A (estate) sono evidenti le condizioni di alta pressione diffuse sul bacino mediterraneo, provocate dalla migrazione verso nord dell'anticiclone delle Azzorre, che respingono verso l'Europa settentrionale le perturbazioni provenienti dall'Atlantico. Nella carta B (inverno), invece, il ritiro verso sud dell'anticiclone delle Azzorre e il dominio dell'anticiclone russo-siberiano sull'Europa orientale costringono le perturbazioni atlantiche a scendere più a sud, invadendo l'area mediterranea.



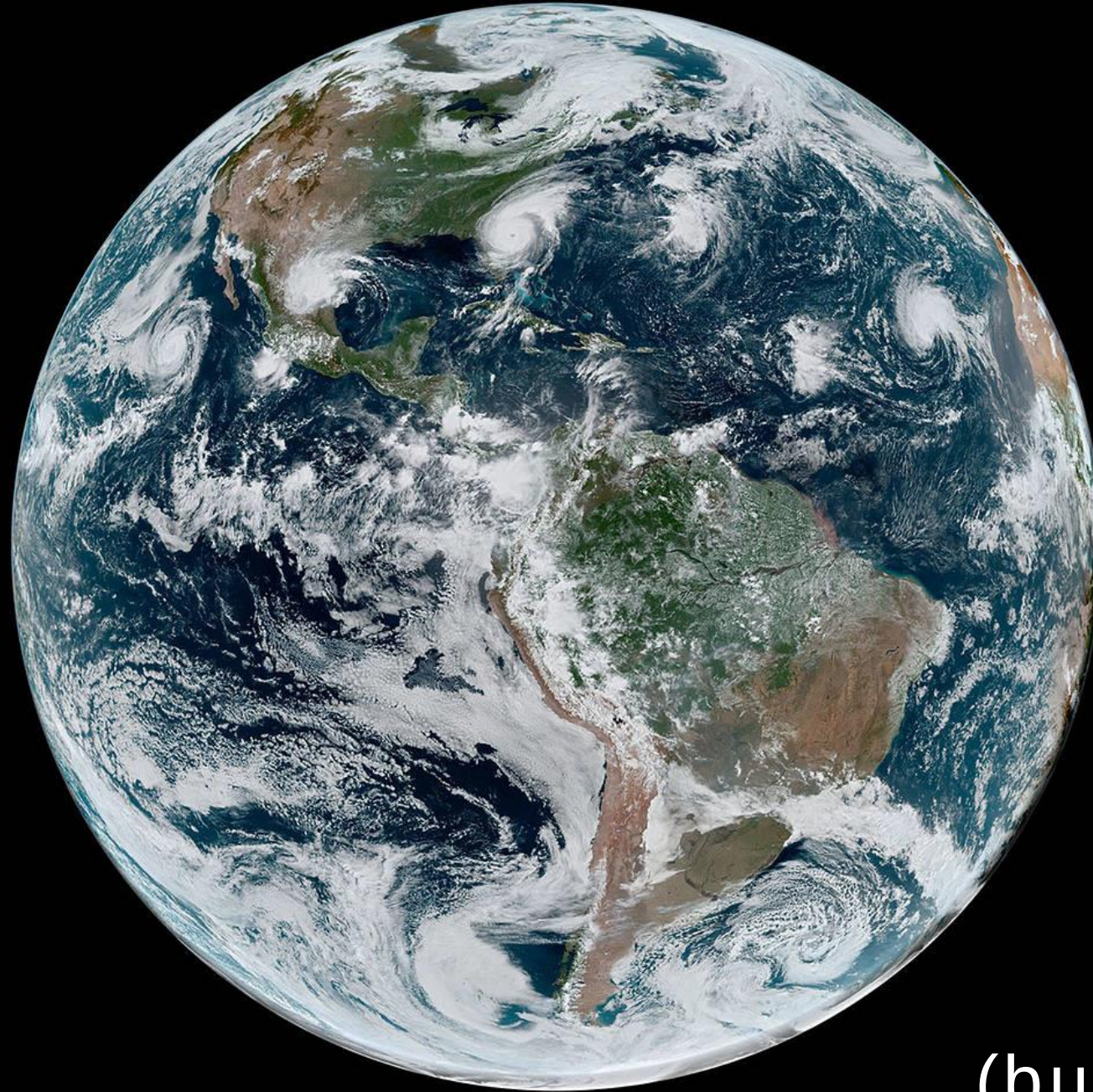
- fronte caldo
- alta pressione
- fronte freddo
- bassa pressione
- fronte occluso
- isobare
- nebulosità
- sereno
- 1/4 coperto
- 1/2 coperto
- 3/4 coperto
- coperto
- forza del vento
- calma
- 10 km/h (vento da nord)
- 20 km/h (vento da est)
- 30 km/h (vento da sud)
- 40 km/h (vento da ovest)
- precipitazioni
- pioggia
- leggera pioggia
- neve
- rovesci
- nebbia
- temporali
- pressione atmosferica in mb
- temperatura in °C

Modelli meteorologici e perturbazioni

Generazione della depressione del golfo ligure



Fine



(buonanotte!)