

CICLONI EXTRA TROPICALI

Fronti

Il fronte rappresenta l'intersezione con il suolo della superficie di discontinuità, o superficie frontale. Quest'ultima esprime la zona di separazione che si determina allorché masse d'aria aventi caratteristiche differenti vengono a trovarsi a contatto. Il fronte così ottenuto presenta generalmente la caratteristica di essere un fronte stazionario.

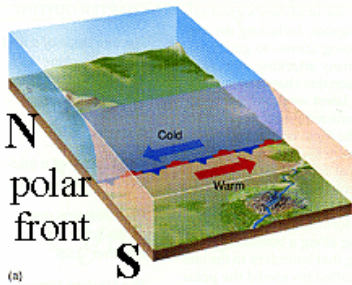


Fig. 1 Fronte stazionario.

I principali fronti dell'emisfero boreale sono:

- Fronte Artico (e Antartico): tra aria artica (antartica) ed aria polare marittima.
- Fronte Polare: tra aria Polare continentale/marittima e aria marittima tropicale (è importante nella formazione dei cicloni extra tropicali, CET).
- Fronte del Mediterraneo: è un fronte invernale che separa l'aria fredda europea da quella tropicale africana.
- Zona di Convergenza Intertropicale (ITCZ): è definito dalla fascia di convergenza degli alisei. Non è un fronte ben definito in quanto va a separare masse di aria aventi caratteristiche molto simili (è però importante nella formazione dei cicloni tropicali).

Nascita di un ciclone extra tropicale

A causa del continuo spostamento delle masse d'aria un fronte non è mai fermo, anche se stazionario, ma può permanere in tale condizione per parecchio tempo prima che una qualche causa lo modifichi.

Prima di cominciare, vale la pena osservare che esistono altri tipi di fronti e che la presenza di un fronte non è necessariamente abbinata alla presenza di un ciclone extra tropicale:

Fronte Freddo: se l'aria fredda avanza sostituendo aria più calda.



Fronte Caldo: se l'aria calda va a sostituire aria più fredda



Fronte Occluso



La forma che caratterizza la nascita di un ciclone extra tropicale è quella di un inarcamento della superficie di discontinuità a determinare un'onda. Tale situazione è riscontrabile anche in altri campi di studio in corrispondenza delle zone di interfaccia tra mezzi differenti (si pensi per esempio nelle onde marine, alle dune nel deserto, ecc.).

L'estensione di tali onde è solitamente compresa tra 1500÷3000km. Le cause che le generano sono molteplici e, fra queste, c'è per esempio l'infittimento delle isoterme e, quindi, l'aumento del gradiente termico.

Altre teorie tengono conto delle relazioni tra vorticità assoluta massima e movimenti verticali. Quando la vorticità massima si muove verso il fronte polare è possibile che questo aspetto aiuti il processo di formazione dell'onda ciclonica.

Concorrono al processo anche fattori barici e topografici. Questi fattori possono comportare che le masse di aria escano dalla condizione di "equilibrio" cominciando ad interagire l'una con l'altra portando alla frontogenesi.

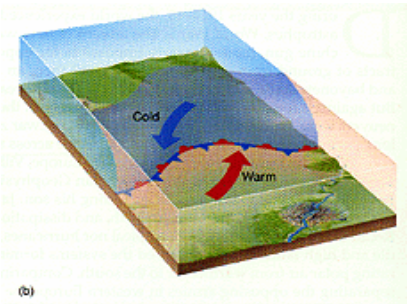


Fig. 2 Frontogenesi e ciclogenesi.

Ciclo vitale di un ciclone extra tropicale

Il ciclo vitale di un ciclone extra tropicale si svolge nelle quattro fasi, illustrate in figura 2, 3, 4 e 5:

1. Ciclogenesi: una volta creatasi l'onda e venuta meno la condizione di equilibrio, la tendenza, nelle ore successive, sarà quella per cui l'aria fredda tenderà ad aggirare l'aria calda, cosicché quest'ultima si troverà costretta a penetrare all'interno della massa di aria fredda. Nasce pertanto una depressione che nelle ore successive tende ad approfondirsi.
2. Sviluppo: nel tempo (si consideri che la vita media di un CET è di solito compresa tra 4÷7 giorni), l'onda si approfondisce sempre di più. Nel frattempo si è formato in modo sempre più marcato un fronte caldo ed un fronte freddo, con l'aria fredda che insegue e si muove più velocemente dell'aria calda. Sono individuabili inoltre un settore caldo ed un settore freddo. Sono trascorse 12÷24 ore dalla ciclogenesi.

Il tempo, come vedremo più avanti, risulta ben definito e tipico in corrispondenza dei due fronti.

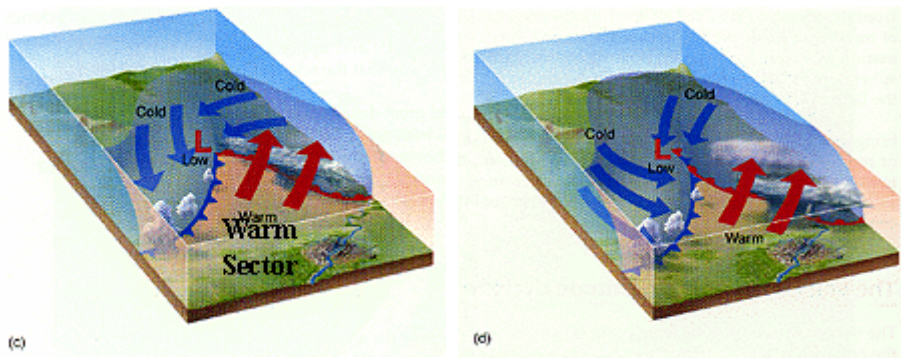


Fig. 3 Fasi di sviluppo e di inizio dell'occlusione in un CET.

3. Occlusione: la fase successiva del ciclo vitale di un ciclone extra tropicale vede il fronte freddo raggiungere il fronte caldo, ad iniziare dal centro depressionario, per poi spostarsi verso la periferia. Di solito il centro depressionario raggiunge la massima profondità nelle successive 12÷18 ore dall'inizio dell'occlusione.

L'occlusione ha come principale effetto quello di eliminare l'onda frontale dalla superficie.

CICLONI EXTRA TROPICALI

4. **Dissolvimento:** il completamento della fase di occlusione porta alla trasformazione del ciclone stesso in un vortice in quota, dove la pressione si colma al centro, determinando un progressivo calo dell'intensità dei venti fino all'estinzione completa degli stessi.

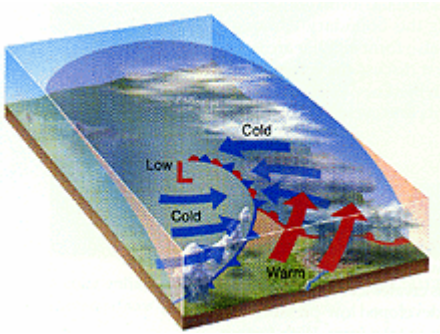


Fig. 4 Fase di occlusione del CET.

Va da sé che l'intensità del vortice non è per nulla comparabile con quella di un tornado, che è ciò che solitamente viene abbinato quando si pensa ad un vortice. Si pensi che nella fase terminale il ciclone ha anche esaurito gran parte dell'energia che lo caratterizzava all'inizio, oltre ad aver portato a compimento il suo scopo iniziale: ristabilire l'equilibrio e cioè portare l'aria calda in alto e la fredda in basso, il che non è tanto differente da ciò che si verifica quando si mescolano acqua ed olio e si attende un po'.

Si osservi che quanto fin qui descritto rappresenta il ciclo vitale di un ciclone extra tropicale ideale. Resta inteso che fattori legati alle caratteristiche dell'area interessata dal fenomeno, la presenza di altri elementi meteorologici combinati, possono far sì che vi siano delle differenze qualora si applichi alla realtà il modello introdotto. Per esempio a partire dalla fase di occlusione può accadere che il ciclone dia vita ad una famiglia di cicloni.

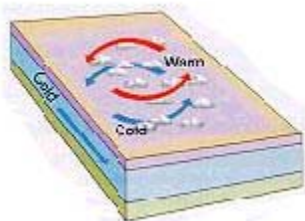


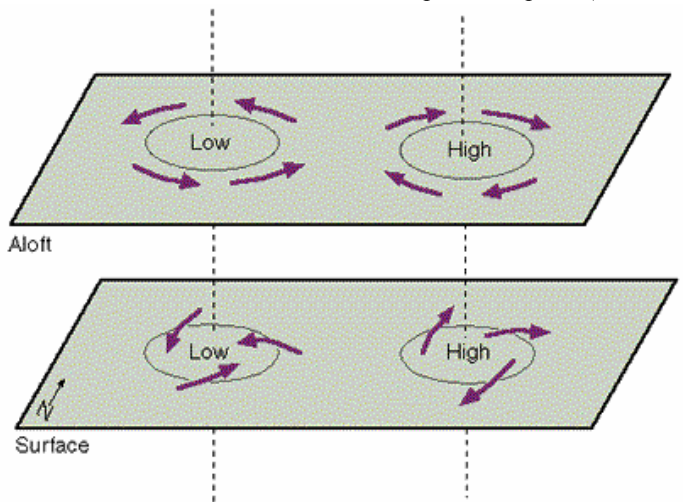
Fig. 5 Dissolvimento del CET.

Struttura verticale di un CET

Fino ad ora ci siamo occupati di analizzare la situazione dal punto di vista dei fronti. In realtà un ciclone extra tropicale si estende dal suolo fino ai limiti della troposfera. In suoi effetti sono visibili andando ad analizzare sia le carte al suolo che quelle in quota (700hPa, 500hPa, 300hPa). In particolare, lo studio delle carte in quota consente di trarre molte informazioni in merito alla possibile nascita ed evoluzione di un sistema di questo tipo.

Per esempio una situazione del genere indicato in figura 6 non favorisce né la nascita né lo sviluppo del ciclone. Il centro depressionario in quota deve infatti trovarsi spostato verso Nord e verso Ovest rispetto al centro depressionario situato al suolo, cioè l'area di bassa pressione deve spostarsi verso NW, man mano che ci si allontana dalla superficie, come peraltro illustrato nella figura 7.

Inoltre, in quota, al di sopra del centro depressionario al suolo, deve esserci un'area di divergenza. Se ho divergenza in quota, avrò necessariamente convergenza al



© 1998 Wadsworth Publishing Company/ITP

Fig. 6 Condizione inibente la formazione di un CET.

suolo il che porterà ad un approfondimento della depressione ed ad un intensificarsi del ciclone se l'effetto di divergenza è superiore a quello di convergenza. Nel caso opposto la depressione non potrà alimentarsi e decadrà.

Si notano inoltre la presenza al suolo ed in quota di un anticiclone. L'alta in quota risulta situata a SW rispetto all'alta in superficie.

L'area di convergenza, in quota, deve trovarsi al di sopra dell'anticiclone di superficie. Anche in questo caso il fenomeno potrà essere alimentato solo se la convergenza in quota sarà superiore alla divergenza al suolo. In questo modo la pressione al suolo andrà ad aumentare e l'alta si intensificherà. Se invece la convergenza in quota risulterà inferiore alla divergenza al suolo, l'alta pressione diminuirà di intensità.

La direzione di spostamento e la velocità dei CET è di difficile valutazione, ma in prima approssimazione si può definire attraverso lo studio del flusso nella carta a 500hPa. Il ciclone tende a muoversi nella direzione dei venti a 500hPa, con una velocità dell'ordine della metà di quella dei venti a questa quota.

Poiché il flusso in quota ha un certo significato nell'evoluzione di un CET, vale la pena approfondire questo concetto.

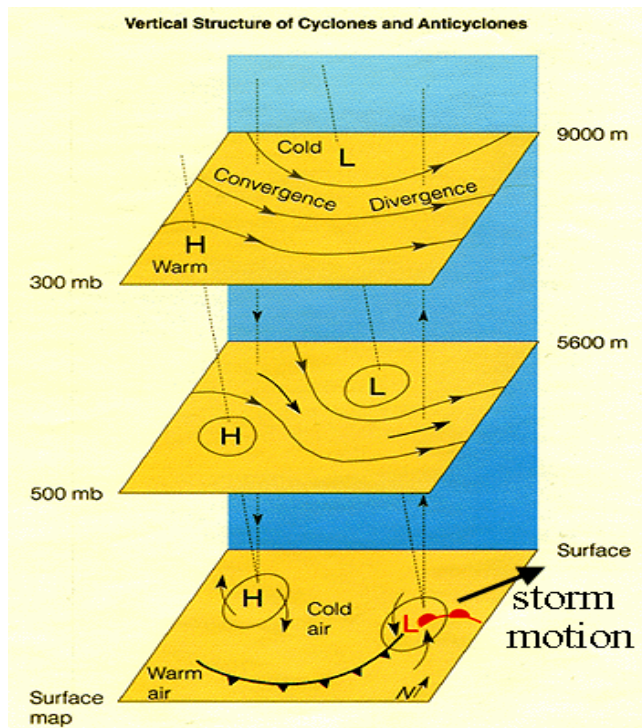


Fig. 7 Profilo verticale di un CET.

CICLONI EXTRA TROPICALI

In sostanza, in quota, all'interno del regime delle onde di Rossby, cioè delle onde, quasi stazionarie, con movimento verso W, di lunghezza compresa tra 4000÷8000km, che, in numero di 4÷6, avvolgono interamente il pianeta, sono individuabili delle onde corte (Figura 8) in rapido movimento verso Est, che presentano la caratteristica di indebolirsi quando si muovono verso un promontorio e di rafforzarsi quando sono dirette verso una saccatura.

Queste onde corte sono in qualche modo importanti nella formazione e nello sviluppo di un CET, attraverso l'instabilità baroclinica (si veda anche l'approfondimento).

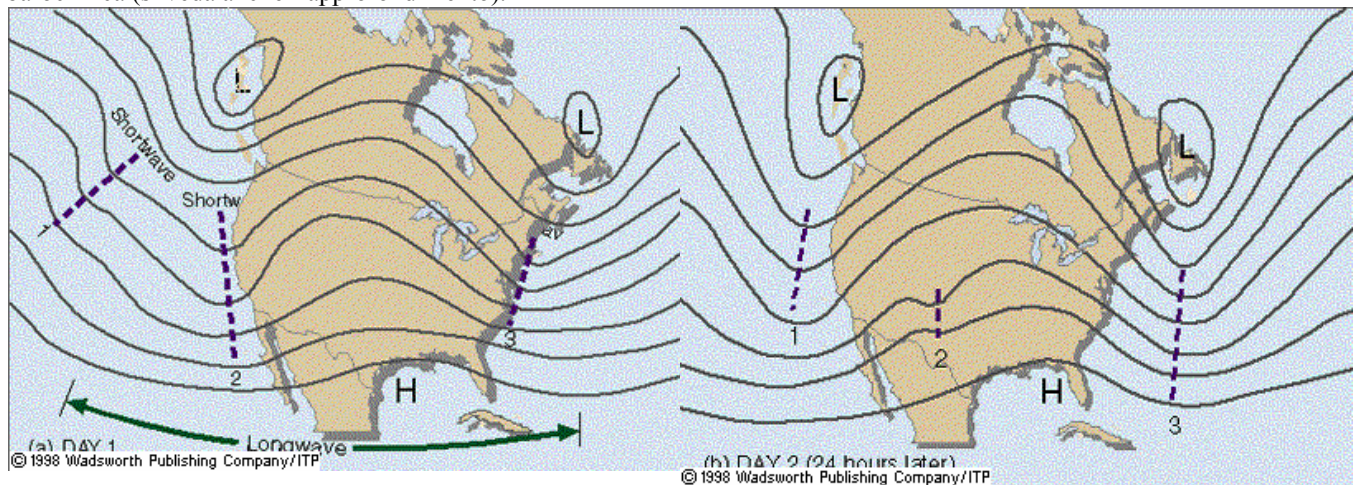


Fig. 8 Spostamento delle onde lunghe di Rossby e delle onde corte in un intervallo di 24 ore.

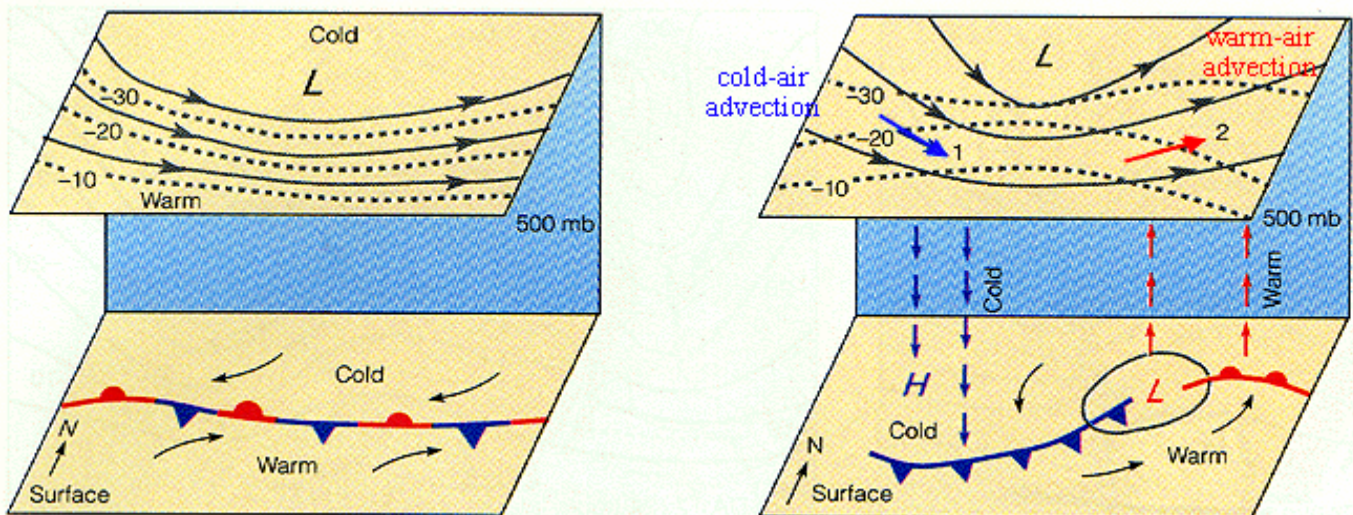


Fig. 9 Instabilità baroclinica.

Si consideri, nella figura 9, un'onda lunga sopra un fronte stazionario. A questo punto un'onda corta si muove nella saccatura intensificando il fenomeno.

Si osservi che inizialmente le linee di flusso e le isoterme erano parallele fra loro (atmosfera è perciò barotropica), mentre successivamente l'onda corta ha determinato una condizione tale per cui le linee di flusso vanno ad intersecare le isoterme (atmosfera diventa quindi baroclina). In questa situazione si determina avvezione fredda nella regione ad ovest della saccatura e avvezione calda nella regione ad Est della saccatura.

L'avvezione calda ad Est della saccatura induce un moto ascendente di aria in prossimità del centro della depressione. Questi movimenti ascendenti e discendenti definiscono la cosiddetta instabilità baroclinica, responsabile per la formazione e lo sviluppo del CET.

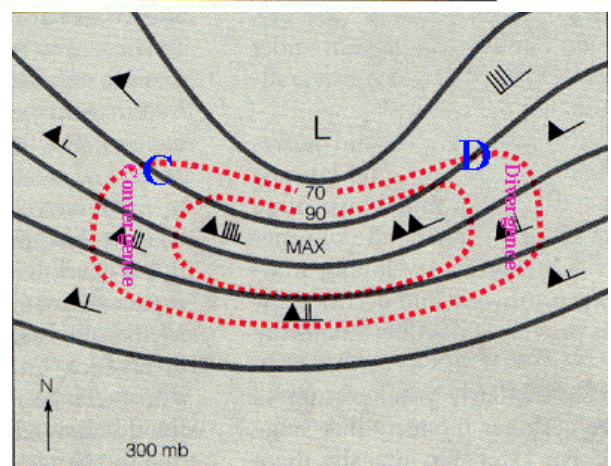


Fig. 10 Il ruolo dei Jet Stream nei CET.

Nel processo di sviluppo dei CET anche i Jet Stream hanno un ruolo. I massimi di velocità si trovano in prossimità dell'asse della saccatura. In figura 10 si può notare convergenza nella regione di ingresso (C) e divergenza in quella di uscita (D).

Riassumendo:

- Affinché possa svilupparsi un CET è necessario vi sia un'azione di disturbo, in superficie, lungo il fronte polare.
- Tale disturbo deve essere associato in quota, alla presenza di un'onda corta a sua volta associata alla presenza di una saccatura opportunamente disposta, capace di generare un'avvezione fredda ed una calda a quote intermedie.

CICLONI EXTRA TROPICALI

- Il gradiente di temperatura così generato è quindi capace di generare movimenti di ascesa e discesa.
- Alle quote delle correnti a getto, sulla base della saccatura, si generano aree di convergenza ad Est della saccatura e di divergenza ad ovest.
- In assenza di queste condizioni in quota, difficilmente il processo può svilupparsi ed intensificarsi.
- Il processo è infine connesso al concetto di vorticità.

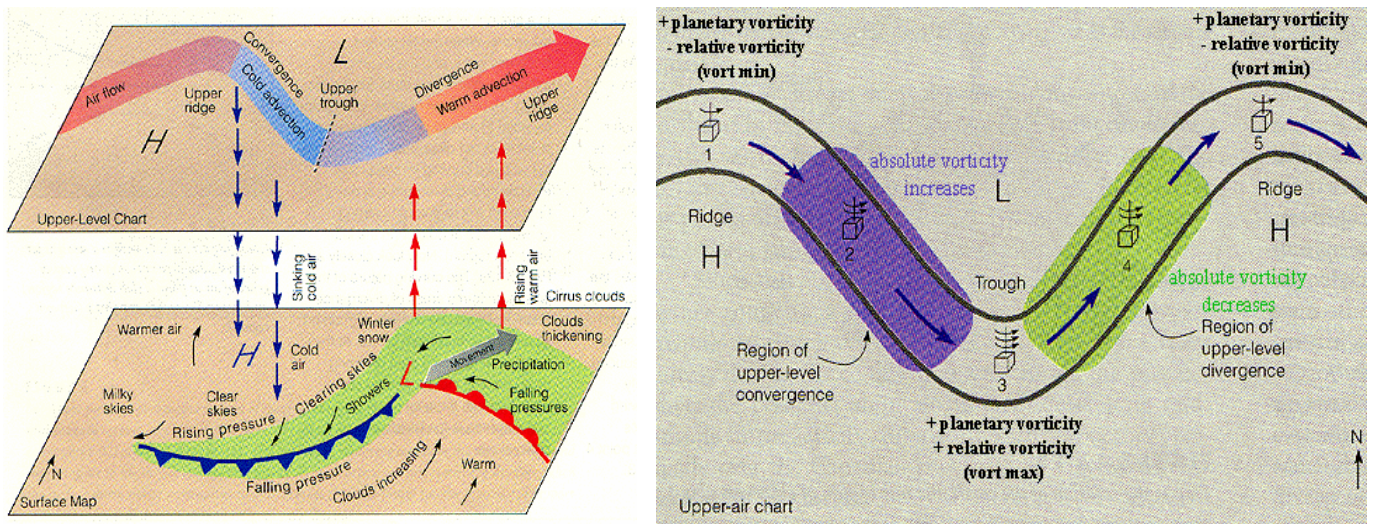


Fig. 11 Analisi riassuntiva relativa ad un CET al suolo e in quota.

Caratteristiche del tempo nei fronti

L'attività di un fronte è funzione delle caratteristiche delle masse d'aria che si scontrano, dunque delle energie in gioco, oltre che dal tipo di movimento delle masse d'aria. In particolare si distinguono due tipologie di situazioni:

- Fronte Anabatico se ho aria in ascesa. Si parla anche di fronte ascendente passivo.
- Fronte Catabatico se invece ho aria in discesa. Si parla di fronte discendente attivo.

Andremo di seguito ad analizzare la situazione sui tre tipi di fronte che caratterizzano un CET.

Fronte Caldo: il fronte caldo rappresenta l'estremità anteriore, al suolo, di un settore di aria calda che va a sostituire una massa di aria più fredda.

La superficie di discontinuità presenta una pendenza compresa tra $1 \div 2^\circ$. Nel fronte caldo anabatico, l'aria calda comincia a salire lungo il piano inclinato (Figura 12) e poiché sale dolcemente si possono avere solo nubi a sviluppo orizzontale. Partendo dall'alto troviamo: Cirri (Ci), Cirrostrati (Cs), Altostrati (As) e

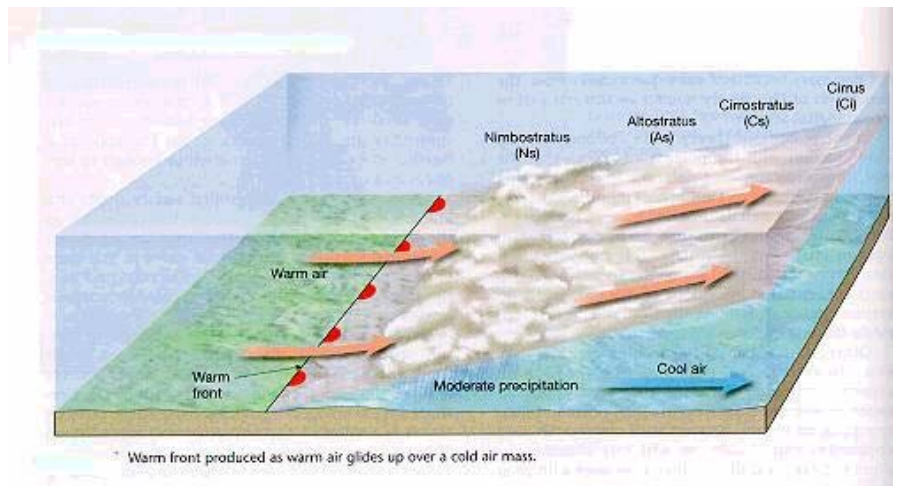


Fig. 12 Fronte Caldo.

IL TEMPO SUL FRONTE CALDO			
Elemento	Prima del fronte	Al passaggio del fronte	Dopo il fronte
PRESSIONE	In diminuzione costante	Rapida diminuzione	Poco variabile in diminuzione
TEMPERATURA	Stazionaria o in lento aumento	Aumenta lentamente	Cambia poco
VENTO	Aumenta o rinforza poco	Cambia direzione e talvolta decresce	Direzione costante SW
NUVOLOSITÀ	Cirri, Cirrostrati, Altostrati, Nimbostrati	Nuvolosità sotto gli Altostrati e Nimbostrati	Bassi Nimbostrati e nuvolosità - Strati e Stratocumuli
TEMPO	Pioggia o neve continua	Precipitazioni parzialmente o completamente interrotte	Principalmente nuvoloso, o schiarite o piogge intermittenti
VISIBILITÀ	Molto buona tranne durante le precipitazioni	Scarsa. Spesso nebbia e foschia	Scarsa foschia e nebbia possono persistere

CICLONI EXTRA TROPICALI

poi nubi via via più stratificate Strati (St) e Nembrostrati (Ns) i quali sono anche portatori di precipitazioni sottili e persistenti. La pressione va a diminuire gradualmente, man mano che ci si avvicina al passaggio del fronte.

Nel fronte caldo catabatico, invece, essendo che l'aria non segue lo stesso percorso, si nota l'assenza dei cirri, mentre sono visibili le altre forme nuvolose, tipiche del fronte caldo.

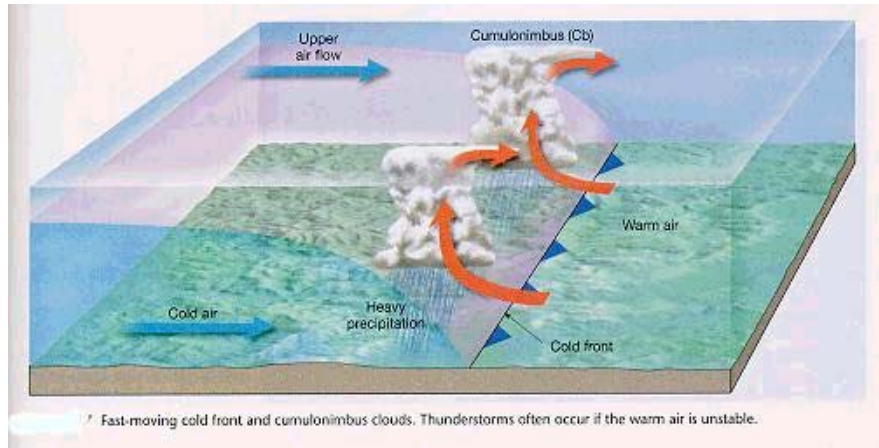


Fig. 13 Fronte Freddo.

Fronte Freddo: il fronte freddo rappresenta l'estremità anteriore di una massa d'aria fredda che va a sostituire una massa d'arie calda. Le condizioni atmosferiche sul fronte freddo dipendono essenzialmente dalle caratteristiche dell'aria calda, cioè dalla stabilità e dal contenuto di umidità di quest'ultima.

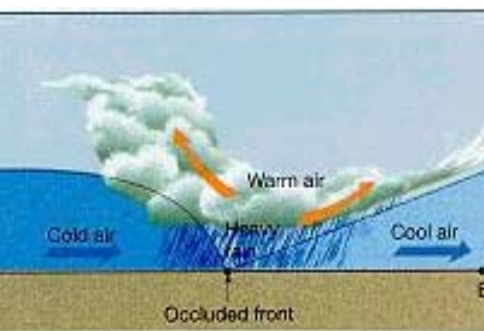
L'aria fredda tende ad incunearsi al di sotto dell'aria calda. Nel fronte freddo l'estensione orizzontale delle nubi è più limitata rispetto al fronte caldo, per contro i processi sono molto più violenti e di durata più breve.

Nel fronte freddo anabatico, il movimento

ascendente forzato dell'aria calda porta alla formazione di nubi a sviluppo verticale (Cumulonemi, Cb), con pesanti rovesci accompagnati da temporali.

Nel fronte freddo catabatico, la presenza di un movimento discendente porta ad una limitazione nello sviluppo verticale del cumulo, che di solito degenera in uno stratocumulo (Sc), per cui le precipitazioni sono meno violente.

Nell'intervallo di tempo tra il passaggio del fronte caldo e di quello freddo, a seconda della fase in cui si trova il ciclone extra tropicale e quindi la prossimità o meno dell'occlusione,



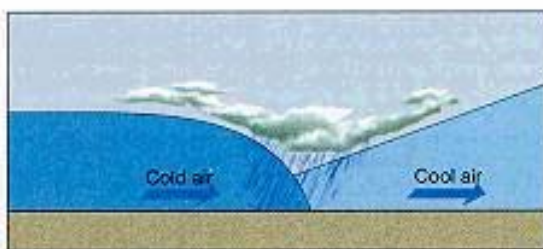
ovvero della vicinanza o meno dal centro depressionario, si può avere una pausa con tempo anche bello per un intervallo compreso tra 12 e 18 ore. In taluni casi si possono avere invece piogge intermittenti alternate a schiarite.

Fronte Occluso: si ha fronte occluso quando il fronte freddo raggiunge il fronte caldo a partire dal centro della depressione.

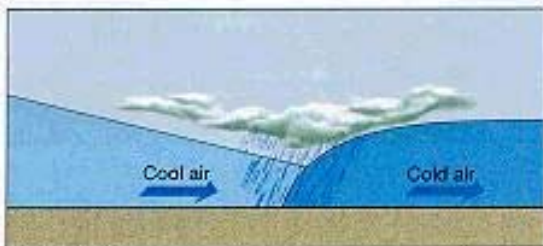
L'occlusione ha come effetto principale quello di eliminare l'onda frontale dalla superficie terrestre.

Nell'occlusione fredda, si ha che l'aria che segue il settore caldo è più fredda di quella che lo precede. I fenomeni sono più violenti. Nell'occlusione calda, invece, avviene esattamente l'opposto e i

IL TEMPO SUL FRONTE FREDDO			
Elemento	Prima del fronte	Al passaggio del fronte	Dopo il fronte
PRESSIONE	In diminuzione	Aumento brusco	Aumento più lento
TEMPERATURA	Stazionaria ma diminuisce nella pioggia prefrontale	Diminuisce bruscamente	Varia poco in particolare nelle schiarite
VENTO	Rinforza e spesso diventa tempestoso	Ruota improvvisamente e talvolta è tempestoso	Rinforza un po', poi a raffiche e può ruotare ancora
NUVOLOSITÀ	Altostrati o Altostrati, poi intensi Cumulonemi	Cumulonemi con Cumuli e Altostrati	Rasserenamento rapido poi Altostrati, Altostrati, successivamente Cumuli o Cumulonemi
TEMPO	Pioggia o temporali	Precipitazioni intense con temporali e lampi	Pioggia intensa per brevi periodi, poi più persistente con acquazzoni occasionali
VISIBILITÀ	Di solito scarsa	Temporaneamente in peggioramento, poi rapido miglioramento	Di solito molto buona tranne durante i rovesci



(a) Cold-type



(b) Warm-type

Occluded fronts of (a) the cold type and (b) the warm type.

Fig. 14 Occlusione calda e fredda.

CICLONI EXTRA TROPICALI

fenomeni sono più blandi.

Stima del vento

Il vento geostrofico può essere utilizzato per stimare l'intensità del vento in un ciclone extra tropicale. Si parte dalla relazione che definisce l'intensità del vento:

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

dove G è il gradiente barico orizzontale, ρ è la densità dell'aria, $\omega = 729 \cdot 10^{-7} \text{ rad/s}$ è la velocità angolare della terra e φ è infine la latitudine dell'osservatore.

In particolare si può verificare che:

- Fronte caldo (W/C) $v \approx 60\% V_g$
- Fronte freddo anabatico (C/W) $v \approx 100\% V_g$
- Fronte freddo catabatico (C/W) $v \approx 80\% V_g$
- Fronte occluso caldo (C/W/CC) $v \approx 60\% V_g$
- Fronte occluso freddo (CC/W/C) $v \approx 80\% V_g$

Avvalendosi di una carta di analisi, è possibile ottenere una stima del vento reale facendo uso della scala del vento geostrofico (Fig. 16), qualora essa sia presente nella carta sinottica.

La procedura da seguire è quella descritta di seguito:

1. Si scelgono alcuni punti sul mare situati tra due isobare adiacenti.
2. Per ciascun punto si traccia un segmento ortogonale alle due isobare adiacenti e se ne prende la distanza avvalendosi del compasso nautico.
3. Si legge la latitudine del punto considerato.
4. Mantenendo l'apertura del compasso, ponendo una delle punte in corrispondenza della latitudine trovata, sull'ordinata di sinistra della scala del vento, sarà possibile leggere il valore del vento geostrofico all'incrocio della seconda punta del compasso con una delle curve del vento.
5. Si procede similmente per gli altri punto.
6. La stima del vento reale, espresso in nodi, fatto salvo quanto affermato in precedenza, si determina attraverso la seguente relazione:

$$V_{\text{VENTO REALE}} = 0,7 \cdot V_{\text{VENTO GEOSTROFICO}}$$

In questo modo si stima che il vento reale corrisponda al 70% di quello geostrofico.

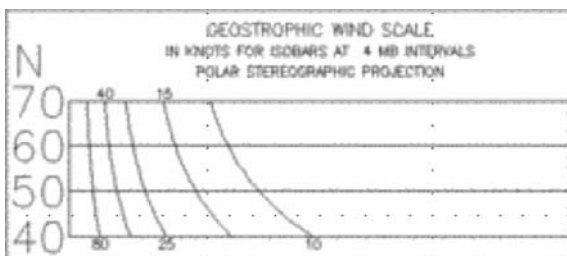


Fig. 16 Stima del vento reale.

Approfondimento su Westerly e Onde di Rossby

La circolazione generale dell'atmosfera è caratterizzata dalla presenza di tre celle convettive (per ciascun emisfero) che si generano a causa della differenza di temperatura tra polo ed equatore e per effetto della deviazione delle correnti indotta dalla forza di Coriolis.

Senza l'azione della forza di Coriolis (che insorge per effetto della rotazione terrestre intorno al proprio asse), lo scambio termico avverrebbe lungo la direzione dei meridiani, dalle zone equatoriali alle zone polari, ristabilendo in tal modo l'equilibrio termico planetario.

La presenza della forza di Coriolis, provoca invece la deviazione verso destra (nell'emisfero boreale, a cui faremo riferimento) delle correnti; tale deviazione diventa sempre più importante all'aumentare della latitudine, assumendo valore nullo all'equatore e massimo ai poli.

Le correnti vengono quindi deviate progressivamente dal loro percorso N-S (dall'equatore verso il polo) e già intorno ai 30° di latitudine assumono definitivamente direzione W-E.

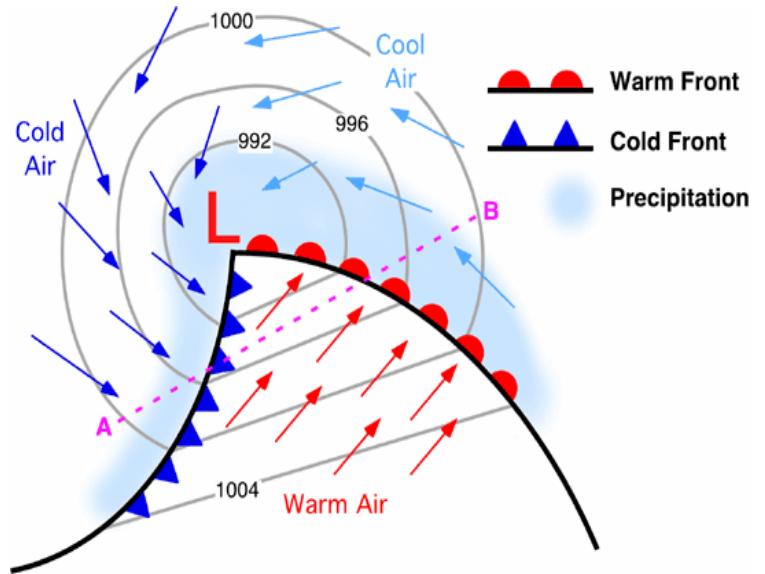
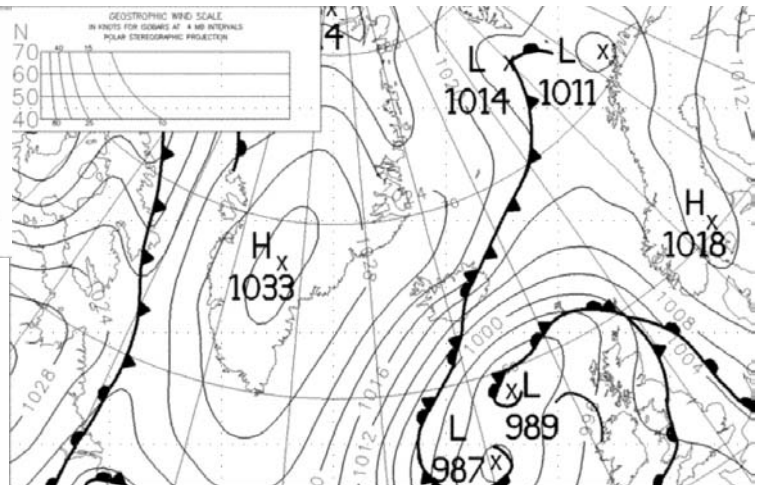


Fig. 15 Ciclone extra tropicale visto dall'alto.



CICLONI EXTRA TROPICALI

Le correnti in quota hanno quindi direzione occidentale (correnti occidentali o westerly); tale direzione però impedisce gli scambi termici tra i poli e l'equatore provocando un progressivo riscaldamento all'equatore ed un progressivo raffreddamento ai poli.

In tale situazione, intorno ai 30° e 60° di latitudine, si vengono a creare forti variazioni di temperatura, responsabili dell'insorgere di forti gradienti orizzontali di pressione e formazione di venti molto intensi noti come correnti a getto (o jet streams). Intorno ai 30° di latitudine si forma la corrente a getto sub-tropicale, mentre intorno ai 60° di latitudine quella polare.

Le correnti a getto scorrono all'interno delle correnti occidentali; la più importante e persistente è quella polare, caratterizzata da velocità mediamente comprese tra i 150-250 km/h, larghezza 150-500 km, lunghezza 3-8 km, spessore 3,5 km. Le massime velocità si raggiungono nel cuore della corrente (detto asse o core), situato mediamente intorno ai 10 km di quota (in prossimità della tropopausa).

La direzione e l'intensità delle correnti a getto viene generalmente indicata sulle carte a 300 hPa (circa 9.000 m di quota). Su queste carte la velocità delle correnti è evidenziata mediante le isotache (linee che uniscono i punti con uguale velocità del vento); isotache con valori maggiori di 60-70 nodi indicano la presenza della corrente a getto.

Il progressivo incremento della differenza di temperatura lungo i paralleli, provoca l'aumento del gradiente di pressione e quindi della velocità delle correnti occidentali; in tal modo si assiste alla formazione delle correnti a getto.

A causa di forzati ed improvvisi rallentamenti, la corrente a getto modifica bruscamente la sua traiettoria cominciando ad oscillare lungo i meridiani. I rallentamenti della corrente sono principalmente legati alla presenza di ostacoli orografici o all'alternanza tra oceano e continente, in grado di modificare il gradiente orizzontale di pressione.

Le ondulazioni che si generano (onde di Rossby) tendono ad amplificarsi fino ad estendersi verso le zone equatoriali e polari ed hanno lunghezza d'onda dell'ordine di 4.000-10.000 km. Le onde tendono ad allungarsi progressivamente lungo i meridiani, formando nelle parti terminali, dei vortici che possono essere di due tipi:

1. vortici pieni di aria calda a circolazione anticiclonica in corrispondenza delle alte latitudini: (anticicloni di blocco);
2. vortici pieni di aria fredda (gocce fredde) in corrispondenza delle basse latitudini.

In questo modo la natura ristabilisce l'equilibrio termico a livello planetario.

Il flusso delle correnti occidentali viene generalmente indicato come flusso zonale e la sua intensità è caratterizzata dalla differenza di pressione orizzontale esistente tra i 35° e 55° di latitudine.

Tale differenza viene definita indice zonale. Più l'indice zonale è alto, maggiore sarà la velocità delle correnti occidentali e conseguentemente la possibilità della formazione di ondulazioni.

Viceversa, bassi valori dell'indice zonale bassi indicano che le correnti occidentali sono molto deboli.

In seguito alla formazione delle ondulazioni, le correnti rallentano bruscamente portando alla scomparsa delle correnti a getto. Se le correnti occidentali rimangono deboli, si possono creare situazioni di blocco con permanenza delle ondulazioni per diverso tempo.

Le onde hanno una durata media di circa 2-3 settimane e la loro propagazione può essere espressa dalla seguente relazione:

$$C = U - 0,4 L^2$$

dove U indica la componente media della velocità della corrente lungo la direzione occidentale, espressa in m/s; L è la lunghezza d'onda, espressa in migliaia di km.

Quando la lunghezza d'onda assume il valore critico:

$$L = (2,5U)^{1/2}$$

l'onda è stazionaria (è cioè caratterizzata da velocità nulla). Se $L < L_c$ l'onda si sposta da est verso ovest (moto retrogrado). Bassi valori della velocità delle correnti occidentali, aumentano la probabilità di avere valori di lunghezza d'onda prossime al valore critico e quindi onde stazionarie.

La stazionarietà dell'anticiclone di blocco genera una situazione di blocking; ad esempio il blocking dell'anticiclone delle Azzorre provoca la deviazione delle perturbazioni atlantiche verso le alte latitudini, favorendo condizioni di bel tempo sull'Italia per lunghi periodi di tempo. Viceversa la stazionarietà di una goccia fredda nei pressi della nostra penisola, può anche provocare forti condizioni di maltempo.

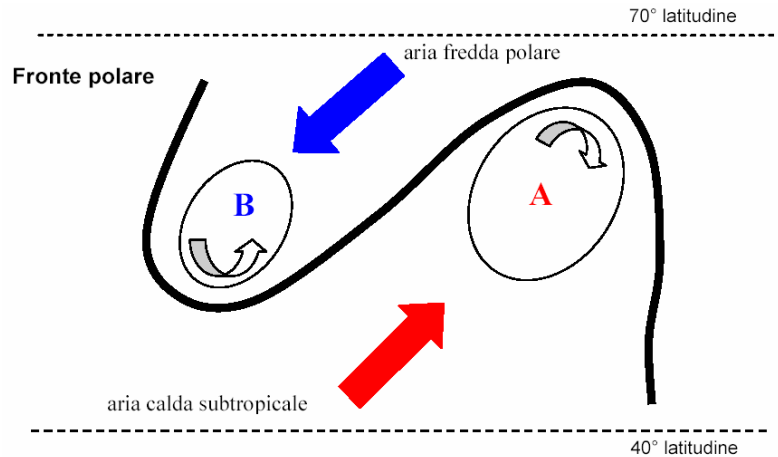


Fig. 17 Onde di Rossby.

Riferimenti Bibliografici

- ❑ Ahrens, "Meteorology Today: An Introduction to Weather, Climate, and the Environment" Brooks & Cole Pub Co.
- ❑ Barry, Chorley "Atmosphere, weather & climate" Ed. Routledge, Londra
- ❑ Di Bugno "Lezioni di Meteorologia Generale e Marittima" Accademia Navale di Livorno, A.N. 1-24.
- ❑ <http://apollo.lsc.vsc.edu/>

CICLONI EXTRA TROPICALI

- ❑ <http://earth.usc.edu/~stott/Catalina/WeatherPatterns.html>
- ❑ <http://physics.uwstout.edu>
- ❑ <http://www.geog.ouc.bc.ca/physgeog/contents/7s.html>
- ❑ <http://www.meteovarese.net>
- ❑ <http://www.wetter3.de>
- ❑ Sannino "Meteorologia Nautica" Ed. Italibri