

Anomalia di pressione e olteppo geopotenziale nei cicloni ET (Extra Tropicali)

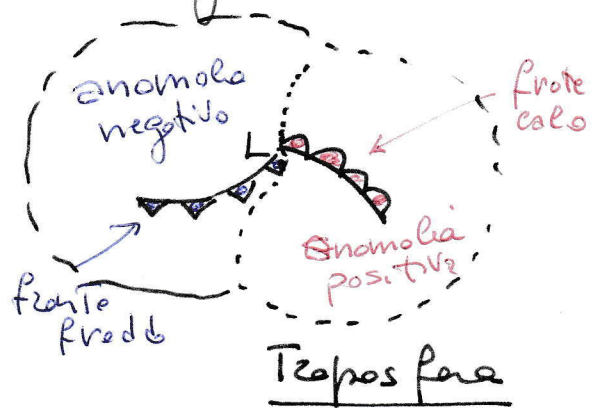
Osservazione nel campo termico

I cicloni extra-tropicali sono caratterizzati da un campo di temperature che differisce rispetto a quello medio dell'atmosfera circostante.

In particolare la struttura del campo termico è asimmetrica rispetto al minimo di pressione alla superficie planetaria.

Considerando un ciclone extra tropicale delle medie latitudini nell'emisfero nord ($f > 0$), nella troposfera si osserva un'anomalia positiva di temperatura verso est, rispetto al punto geografico corrispondente al minimo di pressione superficiale, quella che viene chiamata regione interessata del fronte caldo, ed un'anomalia negativa di temperatura verso ovest, quella che viene chiamata regione interessata del fronte freddo.

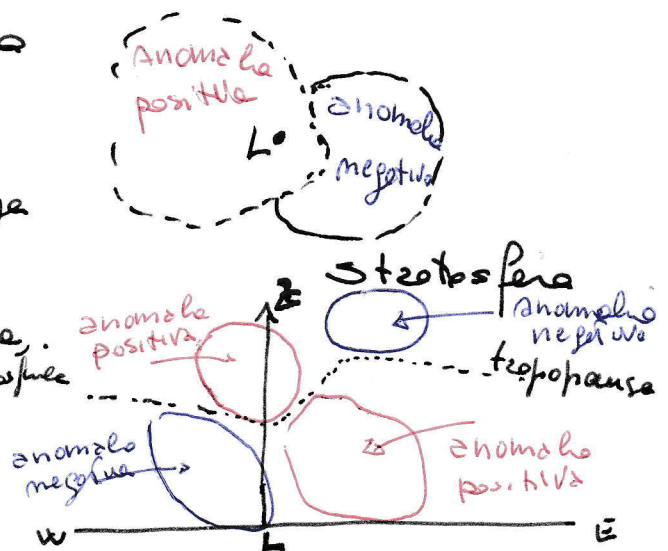
Nella stratosfera le anomalie di temperatura sono invertite nello spazio e, nelle fasi evolutive e di intensificazione del ciclone extra-tropicale, non solo coesistono con le anomalie al suolo, ovvero sono spostate, solitamente verso est.



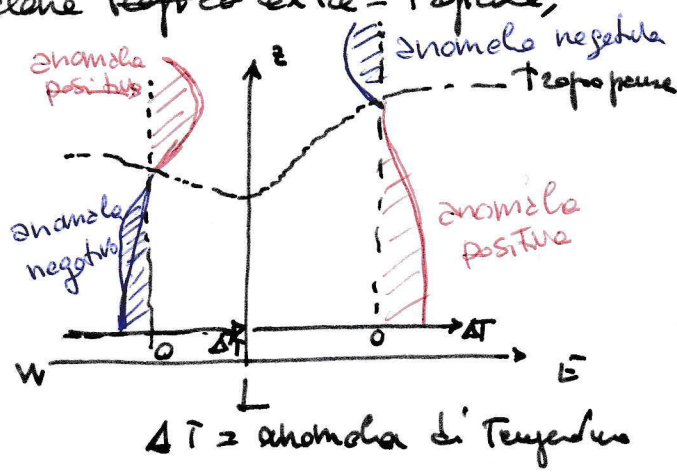
Questa situazione genera una forte baroclinicità che intensifica la depressione alla superficie.

La depressione al suolo è conseguenza principale dell'anomalia positiva di temperatura presente nella stratosfera, sulla lato ovest mentre nel lato est - anomalia troposferica.

Considerando una sezione verticale dell'atmosfera lungo il parallelo si ha Ved. figura →



Esiste, quindi, simmetria nell'anomalia di temperatura tra le due principali aree di un ciclone extra-tropicale, quella caratterizzata da aria calda al suolo e quella da aria fredda.



In entrambi i casi, la pressione al suolo è minore rispetto all'ambiente circostante in quanto

$$\left\langle \frac{1}{T} \right\rangle_{\text{regione centrale ciclone extra-tropicale}} < \left\langle \frac{1}{T} \right\rangle_{\text{ambiente circostante il ciclone extra-tropicale}}$$

In fatti da $\frac{\partial p}{\partial z} = - \frac{p}{RT} g$ si ha

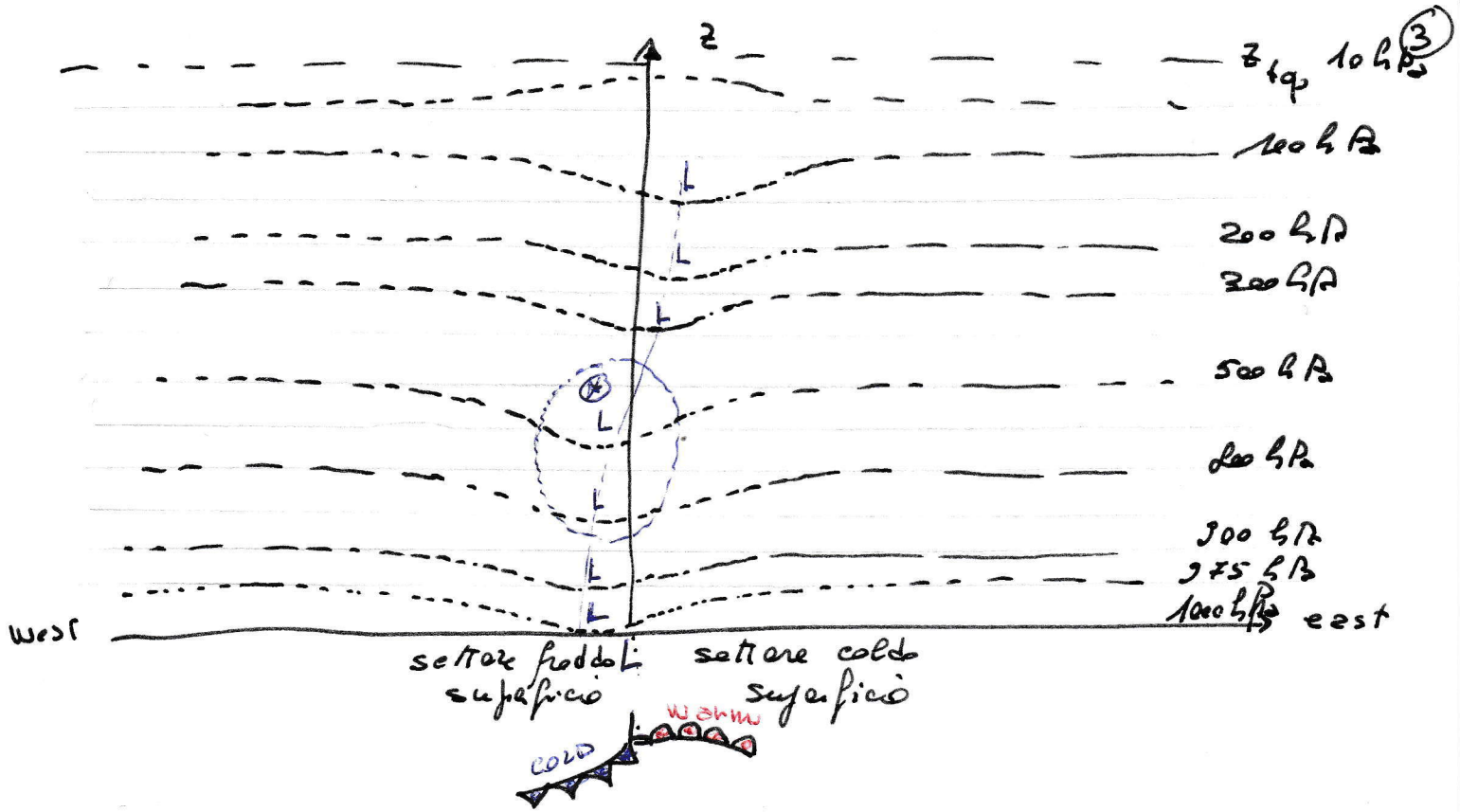
$$\int_{P(\text{superficie})}^{P(z_{top})} \frac{dp}{p} = - \frac{g}{R} \int_{z=0}^{z=z_{top}} \frac{dz}{T}$$

che dà la dipendenza della pressione al suolo a partire dalla pressione alla quota z_{top} scelta, ad esempio, tale che $P(z_{top}) = 10^5 \text{ Pa}$ avere molto più in quota rispetto alle anomalie della regione ciclonica rispetto all'ambiente che la circonda.

$$P(\text{superficie}) = P(z_{top}) e^{\frac{g}{R} z_{top} \left\langle \frac{1}{T} \right\rangle}$$

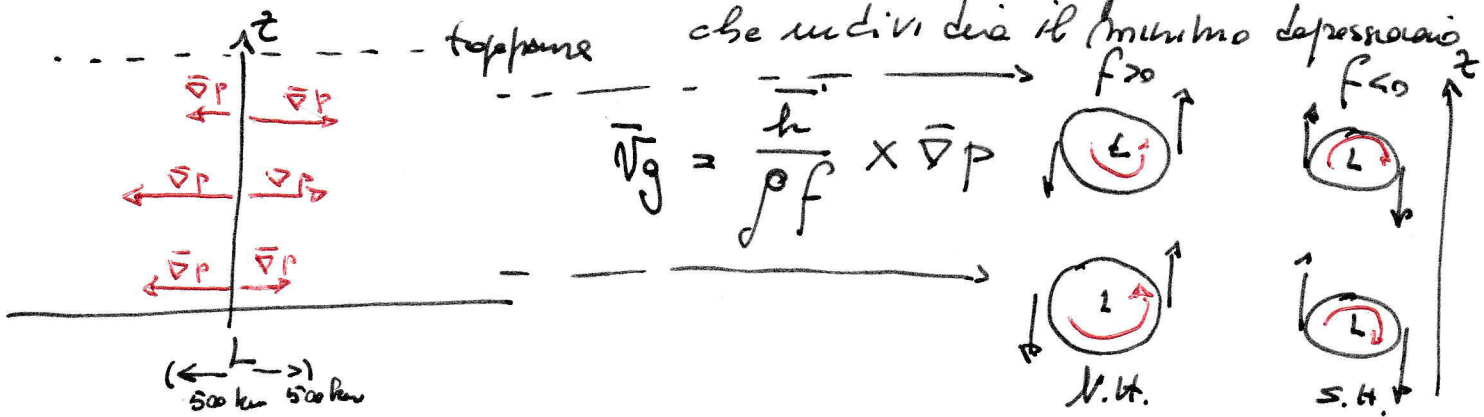
$$\text{dove } \left\langle \frac{1}{T} \right\rangle := \frac{1}{z_{top}} \int_0^{z_{top}} \frac{dz}{T}$$

Concentrando l'attenzione nella troposfera, si nota che l'asimmetria di temperatura si riflette in asimmetria di anomalie di altezza geopotenziale



La massima anomalia di altezza geopotenziale si trova nella regione interessata dal fronte freddo (aria fredda al suolo) attorno ai 500 hPa *

Il gradiente barico è sempre orientato dall'altorosso del ciclone verso l'entroterra ma è asimmetrico rispetto all'asse



Se definiamo la grandezza $-V_T$

$$-V_T = \frac{\partial \bar{\nabla} z}{\partial \ln p} \propto \frac{\partial (z_{max} - z_{min})}{\partial \ln p}$$

dove z_{max} e z_{min} sono i valori dell'altezza geopotenziale rispettivamente in profondità e al centro della depressione

possiamo studiare $-V_T$ per le diverse regioni trofo- (4)
sferiche, un particolare

$$-V_T^U := \frac{\partial(z_{\max} - z_{\min})}{\partial \ln p} \quad \left| \begin{array}{l} 300 \text{ hPa} \\ 600 \text{ hPa} \end{array} \right.$$

alta
troposfera

$$-V_T^L := \frac{\partial(z_{\max} - z_{\min})}{\partial \ln p} \quad \left| \begin{array}{l} 600 \text{ hPa} \\ 900 \text{ hPa} \end{array} \right.$$

che praticando e l'equiamo con le seguenti approssimazioni:

$$-V_T^U \approx \frac{(z_{\max} - z_{\min})_{300 \text{ hPa}} - (z_{\max} - z_{\min})_{600 \text{ hPa}}}{\ln(1/2)}$$

$$-V_T^L \approx \frac{(z_{\max} - z_{\min})_{600 \text{ hPa}} - (z_{\max} - z_{\min})_{900 \text{ hPa}}}{\ln(2/3)}$$

Per un ciclone extratropicale si avrà, date le differenze di anomalie di geopotenziale, rispetto alla quota,

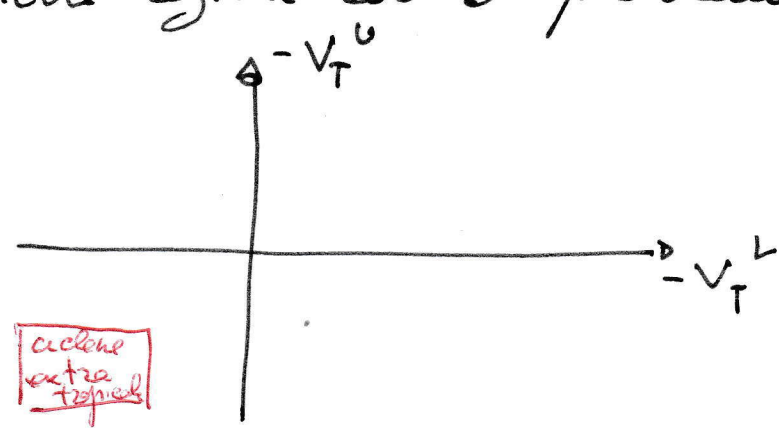
$$-V_T^U < 0 \quad \text{e} \quad -V_T^L < 0$$

Inoltre essendo il gradiente del geopotenziale massimo nella parte alta della troposfera si ha

$$|-V_T^U| > |-V_T^L|$$

Valori tipici di $z_{\max} - z_{\min}$ nelle basse troposferiche sono di circa 200 m mentre nella parte alta della troposfera sono di circa 200 m, da cui $|-V_T^L| \approx 250 \text{ m}$ e $|-V_T^U| \approx 300 \text{ m}$

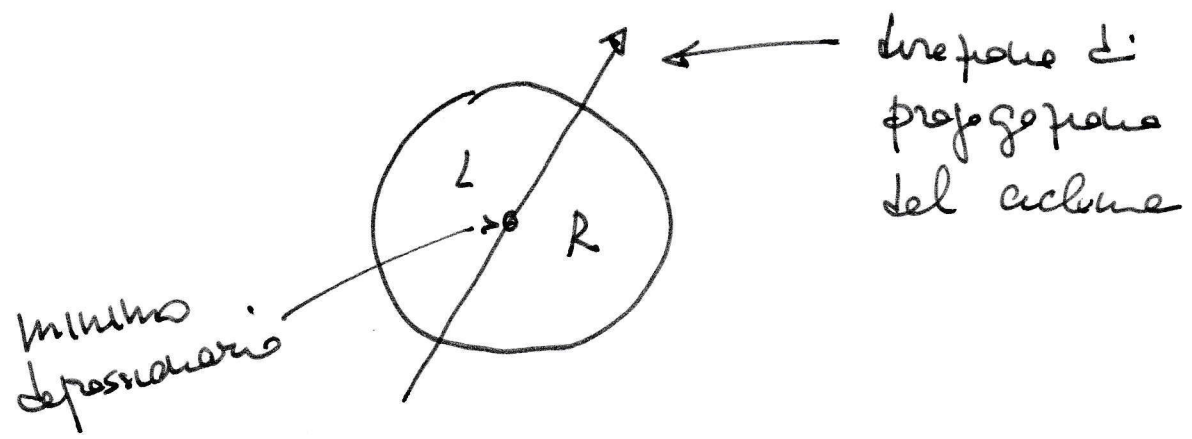
Quindi in un diagramma in cui $-V_T^L$ viene riportata
to in ascisse e $-V_T^U$ in ordinate, un ciclone extra-tropicale
si posiziona nella regione del 3° quadrante



La struttura termica e barocline, nei bassi strati tropos-
ferici, di un ciclone extra-tropicale è una caratteris-
tica tipica di questa classe di cicloni. Se definiamo
il parametro di simmetria termica B come segue:

$$B = \frac{\langle Z_{600hPa} - Z_{900hPa} \rangle_R}{R} - \frac{\langle Z_{600hPa} - Z_{900hPa} \rangle_L}{L}$$

dove la media $\langle \rangle_R$ e $\langle \rangle_L$ sono rispettivamente
colocate sull'asse del semidisco, di raggio 500 km,
destro (R) e sinistro (L) centrato sul minimo depressionario
al suolo (superficie), cioè il centro del ciclone, con il
diametro del semidisco individuato dallo spessore di propa-
gazione del ciclone, ovvero dalla frazione del minimo
depressionario, con il verso che indica la direzione del moto.



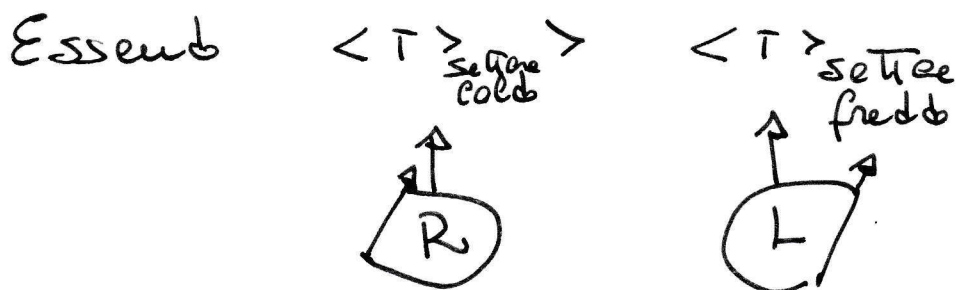
In un ciclone extra-tropicale, la condizione frontale, ^⑥
 con aria fredda nei bassi strati troposferici nel lato
 L e aria più calda nel lato R, rende il parametro
 $B \neq 0$ in particolare positivo quando più la situa-
 zione frontale è accentratà.

In fatti dall'equazione dell'equilibrio idrostatico si
 viene che $\langle z_{600hPa} - z_{900hPa} \rangle$ è maggiore nel
 settore caldo:

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g \quad \text{e} \quad p = \rho R T$$

ci permette di esprimere $\frac{\partial p}{p} = -\frac{g}{RT} dz$

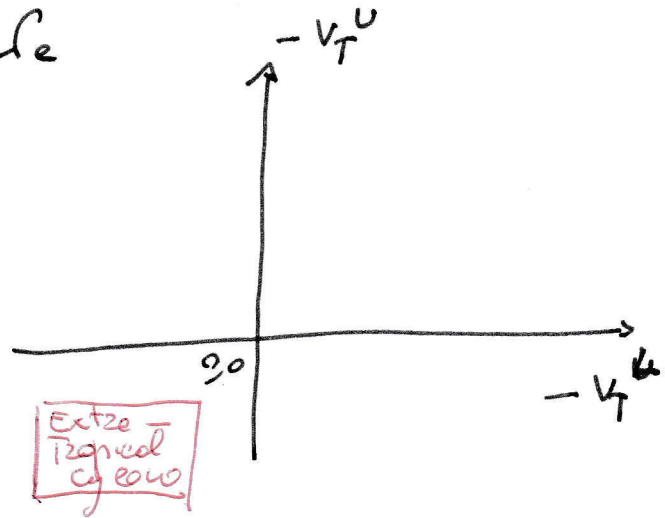
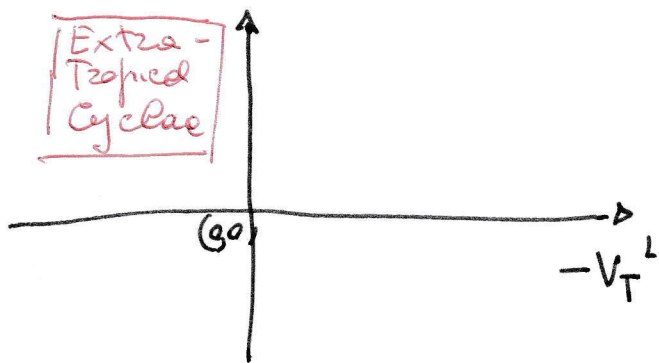
da cui $\Delta z \approx -\frac{\Delta p}{p} \frac{p}{g} \cdot \langle T \rangle$
 ← valore medio delle
 temperature nello
 spessore Δp



Si ha $B = \langle z_{600hPa} - z_{900hPa} \rangle_R - \langle z_{600hPa} - z_{900hPa} \rangle_L > 0$

Il parametro B sarà $\gg 0$ quando lo fare frontale
 è rilevante e marcato, cioè durante l'intensificazione
 del ciclone, mentre tenderà a zero nelle fasi
 dissipative del ciclone

Se moltiplichiamo i tre parametri B , $-V_T^L$ e $-V_T^U$ (7) per descrivere le fasi intense di un ciclo extra-tropicale osserveremo le seguenti



occupazione dei diagrammi $(-V_T^L, B)$ e $(-V_T^L, -V_T^U)$

Nelle fasi evolutive del ciclone extra-tropicale, il punto rappresentativo, nei due diagrammi, descrive

un allontanamento dall'origine di $(-V_T^L, B)$ verso la regione in alto a sinistra del diagramma lungo la bisettrice del secondo e quarto quadrante, nelle fasi di intensificazione del ciclone, mentre nel diagramma $(-V_T^L, -V_T^U)$ lo spostamento del punto sarà un allontanamento dall'origine nel quadrante in basso a sinistra lungo la bisettrice. Nelle fasi dissipative di un ciclone extra-tropicale, il movimento dell'anno tra la regione calda e fredda al superficie precede quello in quota, portando ad una occlusione. Ciò rende il parametro B o anche $-V_T^L$ continue ad essere negativo. Invece $-V_T^L$ e $-V_T^U$ ritornano ai valori prossimi a zero proporzionalmente

