

Blocchi e regimi di persistenza

Francesco Nucera

Sommario

Premessa

PRIMA PARTE

- **Introduzione ai blocchi**
- **Identificazione dei blocchi**
- **Meccanismo di formazione**
- **Appendice: onde risonanti orografiche, un semplice modello**

SECONDA PARTE

- **Mantenimento energetico**
- **Variabilità a bassa frequenza**
- **Regimi di persistenza**
- **Bibliografia**

PREMESSA

Il seguente lavoro, non del tutto esaustivo, è una descrittiva trattazione delle situazioni di blocco in atmosfera nell'emisfero nord, che comportano l'interruzione delle correnti zonali e il successivo maggiore trasferimento di calore lungo i meridiani. Situazioni di blocco sono frequentemente accompagnate da eventi estremi.

Il lavoro si articola in più parti. Una volta identificati i blocchi, si tenta di capire attraverso una serie di teorie, il loro meccanismo di innesco. Il trattato pone anche la domanda, una volta prodotti i blocchi, quale meccanismo possa provvedere a mantenere la loro identità per molti giorni. Infine si accenna alla variabilità a bassa frequenza e ai regimi di persistenza che possono portare anche situazioni circolatorie anomale. Il lavoro comprende inoltre una appendice alla prima parte rivolta soprattutto ai tecnici. In essa, la trattazione fisica matematica, riproduce un modello di onde risonanti stazionarie prodotte dall'orografia.

Prima parte

INTRODUZIONE AI BLOCCHI

Con il termine blocco si intende la condizione dell'atmosfera tale per cui le correnti occidentali o westerlies subiscono una interruzione. Il movimento zonale delle onde corte viene effettivamente alterato tanto che l'avvezione di vorticità, il principale meccanismo per cui i sistemi si muovono, perde di importanza.

Numerose sono le definizioni di blocchi atmosferici così come le analisi statistiche per evidenziare le sue caratteristiche spaziali e temporali.

Da un punto di vista sinottico, il blocco si identifica con un anticiclone stazionario a cuore caldo che persiste per almeno cinque giorni o più.

L'alta pressione di blocco può svilupparsi da un promontorio che si estende verso le zone polari da un anticiclone sub tropicale oppure formarsi alle alte latitudini, ad esempio sulla Scandinavia ma con un effetto limitato sull'Indice Zonale¹.

Le alte di blocco sono delle strutture equivalenti barotropiche con una circolazione chiusa ai bassi livelli ed il promontorio presente nell'alta troposfera.

IDENTIFICAZIONE DEI BLOCCHI

Comunemente vengono identificati tre tipi di blocchi

- 1) Rex block
- 2) Omega block
- 3) Promontorio stazionario di grande ampiezza

Rex, identifica un “*dipolo pattern*” formato da un cut-off che si sviluppa attorno ai 30-40° di latitudini ai piedi di un anticiclone esteso verso le alte latitudini. In questo caso la corrente a getto “splitta” in due branche, una verso le zone polari, un'altra verso le zone equatoriali. Sono maggiormente frequenti sulle coste occidentali europee e del nord America.

L'*Omega block* ha la forma molto simile alla lettera dell'alfabeto greco dal momento che è caratterizzato da due circolazioni cicloniche ai fianchi di un promontorio di alta pressione.

Il terzo tipo di configurazione è caratterizzato da un promontorio anticiclonico abbastanza ampio disteso in senso meridiano.

I tre tipi di *blocking patterns* si basano sui diagrammi di Hovmoller o sull'analisi di Fourier e sono gli esempi di un fenomeno dalle caratteristiche più generali quale quello di un persistente flusso anomalo.

Dole (1978) identifica i blocchi come una persistente anomalia positiva alla quota di 500 hpa mentre Lejenas e Okland definiscono blocchi come quelle situazioni locali ed istantanee in cui la differenza della 500 hpa tra 40°N e 60°N è negativa ed una cella di alta pressione è distesa verso le zone polari di un cut off. Questo criterio viene modificato però da Tibaldi e Molteni (1990) in modo da escludere casi di cut-off che sono disposti verso le zone polari in modo anomalo.

Shukla e Mo definiscono invece i blocchi come un'anomalia a 500 hpa $>> 200 \text{ gpm}^2$ in inverno o $>> 100 \text{ gpm}$ in estate, persistente per circa 7 giorni.

Knox e Hay (1985) esaminano 1200 anomalie positive di 5 giorni alla quota di 500 hpa. La “firma” del blocco è definita in accordo con la grandezza dell'anomalia, quando il valore assoluto della distanza tra l'altezza dell'anomalia (σ_k) e σ_{k+1} è meno di 1905 km; questo corrisponde ad una velocità di soglia di 4.4 ms^{-1} alla latitudine di 60°. Il peso del blocco invece lo associano con la latitudine.

Usando le analisi dal 1932 al 1950, Rex nel 1950 identifica le principali regioni nel nord est Atlantico e sui settori orientali e del nord Pacifico. Questi due settori coincidono con le zone dove il range di temperatura annuale è minimo.

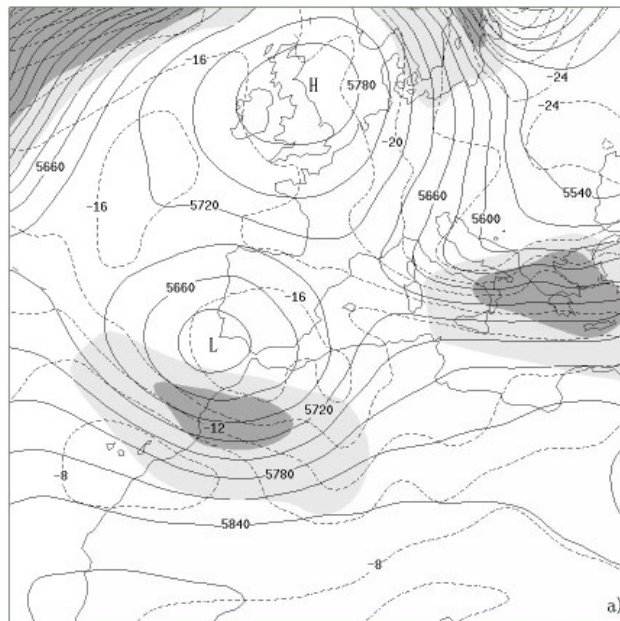
Generalmente i settori di massima frequenza dei blocchi sono

- 1) 10°W nel nord Atlantico
- 2) 75° W sul Canada nord orientale
- 3) 60°E vicino gli Urali

¹ Lo stato delle correnti occidentali viene descritto come differenza di pressione o di geopotenziale tra due gradi di latitudine (35° e 55°), ed espresso in termini di vento geostrofico

² metri geopotenziali

4) Un piccolo settore esteso da 140 °W a 180°W sopra l'Alaska e sul Pacifico nord orientale



Una caso di "Rex block" pattern (da www.cimms.ou.edu)

Nel 1958 Joahnsen evidenzia che la temperatura media dello strato 1000-700 mb varia di soli 6-10°C. Causa effetti oceanici nella troposfera più bassa variazioni più alte esistono nello strato 700-500 hpa; questo rafforza le tendenze anticicloniche.

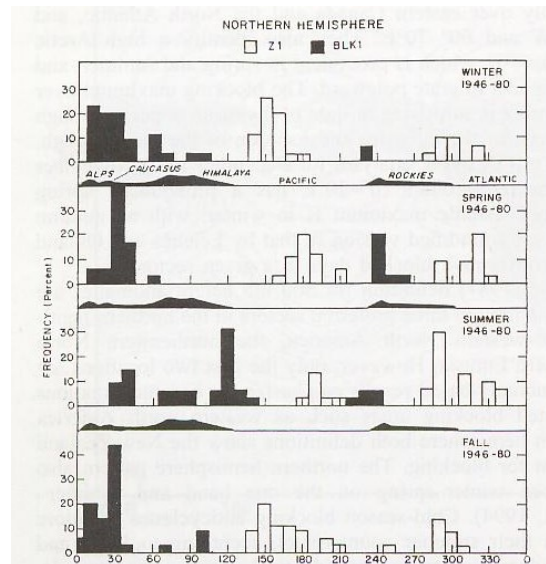
Dole e Gordon trovano che le persistenti anomalie positive e negative all'altezza di 500 hpa in inverno corrispondono ai settori dei punti 1, 3 e 4.

Le frequenze più elevate risultano in primavera specialmente sul Canada e sul nord Atlantico come mostrato da Knox e Hay, più basse in autunno, eccezion fatta attorno ai 20°W e 60-70°E. Essi identificano anche un massimo di alta Artica da 90°W a 40°E, che è più pronunciato in primavera ed estate. Questo massimo è associato con un anticiclone a cuore caldo che migra verso le zone polari.

Tibaldi *et al* (1994) trovano, da un analisi dell'altezza di 500 hpa per il periodo Dicembre 1980-Novembre 1987, che il blocco europeo centrato attorno 10°-20°E ha un massimo più pronunciato in primavera mentre il massimo nel Pacifico settentrionale è in inverno con un minimo in autunno.

I risultati di Tarlenton mostrano come i blocchi sono più frequenti in 3 settori preferenziali nel nord emisfero:

- Eastern North Pacific-western North America
- Northeastern north Atlantic-wester Europe
- Norther Eurasia



Frequenze dei blocchi nell'emisfero nord basato sulle anomalie a 500 hpa (da Tarlenton, 1987)

La posizione dei centri di azione e il percorso dei cicloni mostra differenze sostanziali tra la situazione ad alto e quella a basso indice.

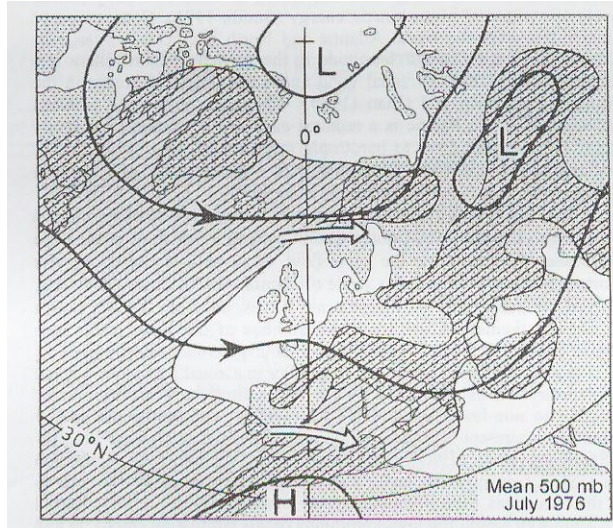
Con l'alto indice, in inverno, i cicloni sono più frequenti sulla parte centro orientale del nord Atlantico e del nord Pacifico, mentre con il basso indice sono più frequenti sul Mediterraneo e medie latitudini del Pacifico settentrionale. Nel momento in cui l'indice si sposta dall'alto verso il basso, gli anticicloni tendono a spostarsi dall'Oceano verso le zone continentali e dalle medie alle alte latitudini. Quando gran parte del flusso nell'emisfero settentrionale risulta più debole, ovvero in estate, le differenze tra l'attività ciclonica ed anticiclonica sono meno pronunciate in estate.

Il miglior segnale del contrasto tra il pattern zonale e quello bloccato viene dato da studi sulle anomalie climatiche stagionali o mensili. In genere, sull'Europa occidentale, la circolazione zonale dà inverni miti o al più freschi ed estati umide. Nella fase di blocco, invece, estati soleggiate e calde. Ad esempio, un persistente promontorio dalle Azzorre comporta temperature alte sul settore meridionale dell'Inghilterra. A seconda della posizione dell'anticiclone, i flussi settentrionali o orientali danno inverni freddi sull'Europa occidentale, spesso con frequenti nevicate.

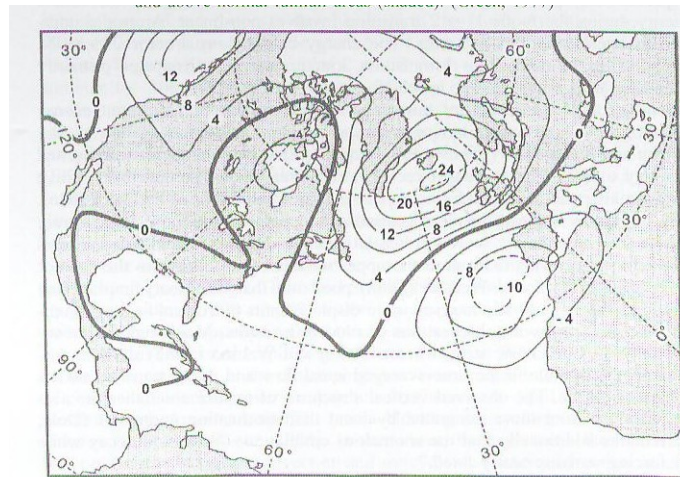
Una situazione estrema di basso indice capita occasionalmente in inverno nel nord Atlantico e riguarda un "pattern reversal" con l'anticiclone sull'Islanda e una bassa sulle Azzorre.

Basandosi sulla pressione a livello del mare mensile tra Stykkisholmur e Ponta Delgado tra il 1867 e il 1980 risulta un 6% di casi di "pattern reversal" con due terzi di questi casi nella stagione fredda. Questo tipo di situazione può far parte di una anomalia emisferica con l'alta pressione sub polare e un profondo minimo depressionario lungo le medie latitudini del nord Pacifico e dell'Atlantico.

Nel 1987 Shutts riferisce questa situazione come un "severe winter pattern" per l'Europa occidentale. Gli inverni del 1947-48 e del 1962-63 ricadono poi in questi casi.



Condizioni atmosferiche in estate sull'Europa occidentale con una situazione di blocco. La figura mostra le linee di geopotenziale a 500 hpa e le aree con precipitazioni sopra la norma (da Green 1977)



Anomalie pressorie alla superficie con un "pattern reversal" nel gennaio 1963. (da Mose set al, 1987)

MECCANISMO DI FORMAZIONE

Vediamo le principali teorie sul meccanismo di innesco dei blocchi: esse si distinguono in quelle legate al loro sviluppo e in quelle legate al mantenimento di tali strutture.

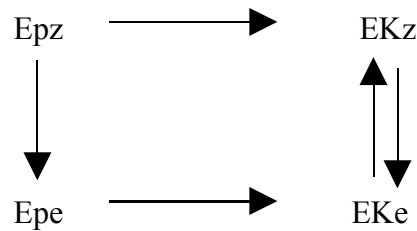
I blocchi sono attribuiti a:

- 1) interazioni non lineari di onde viaggianti e onde forzate orograficamente.
- 2) dispersione di onde di Rossby
- 3) amplificazioni di onde planetarie attraverso effetti di risonanza orografica o termica
- 4) interferenza costruttiva tra onde planetarie stazionarie
- 5) instabilità di un flusso tridimensionale
- 6) trasporto di vorticità non zonale in una regione interessata da un splitting del jet stream.

Prima di addentrarci nel proseguo della trattazione è utile a questo punto accennare al ciclo energetico di Lorenz. Scomponiamo l'energia cinetica e l'energia potenziale nelle sue componenti zonali ed eddy (tutto quello che non è zonale).

Le osservazioni mostrano il seguente schema sul ciclo energetico di Lorenz in atmosfera. In media l'atmosfera è baroclina. Charney (1951) sostiene che proprio questo meccanismo riesce a mantenere l'energia cinetica delle westerlies.

Di tanto in tanto però, non è da escludersi un trasferimento di energia cinetica zonale verso la componente eddy.



Il ciclo di Lorenz della trasformazione dell'energia in atmosfera

In termini diagnostici, Smith nel 1973 sostiene che i blocchi coincidano con un minimo dell'energia cinetica eddy ed un relativo basso valore dell'energia cinetica media.

La maggior differenza tra blocchi e promontori mobili sul Pacifico è una ridotta avvezione verso est di vorticità nei promontori di blocco. Questi risultati sembrano riferirsi ad un meccanismo barotropico. Di contro, nel settore Atlantico, i promontori di blocco sono più baroclini dei promontori mobili, con una conversione dell'energia potenziale zonale in energia cinetica eddy. L'amplificazione delle onde planetarie durante la fase iniziale del blocco implica un aumento dell'energia cinetica dell'onda. Tanaka (1991) nota che all'inizio questo può essere il risultato di un trasferimento energetico dal flusso zonale oppure un trasferimento di energia da onde corte o a scala sinottica.

Il flusso medio è instabile per determinate lunghezze d'onda. Questo tipo di instabilità, definita baroclina, nasce per la presenza di uno shear verticale del vento e porta al trasferimento di energia dalla componente zonale dell'energia potenziale verso la componente eddy dell'energia cinetica. Grazie al meccanismo, è possibile che la vorticità cresca nel tempo. L'onda dunque tende a crescere. Anche l'instabilità barotropica può trasferire energia cinetica zonale verso la componente eddy.

Il rilevante problema che riguarda la circolazione generale dell'atmosfera è stato il comprendere se la circolazione atmosferica a larga scala subisca fluttuazioni attorno ad un singolo equilibrio (Nitsche et al, 1994, Stephenson et al, 2004) oppure su equilibrio multiplo (Charney e De Vore, 1979, Hansen e Sutera 1986, Mo e Ghil, 1988, Benzi e Speranza, 1989).

Le osservazioni mostrano che la forza delle correnti occidentali è distribuita in modo Gaussiano ($u_{mean} \approx 30ms^{-1}$).

Nel contesto della teoria della risonanza orografica, l'interazione flusso zonale-bloccato (*via form-drag*) fu per prima proposto come un meccanismo per consentire la presenza di equilibri multipli delle onde planetarie. Comunque, il passaggio tra equilibri quasi stabili richiede per questioni energetiche grandi variazioni delle westerlies ($\Delta u \approx 40ms^{-1}$) in contrasto con la "normalità" della distribuzione della forza delle westerlies realmente osservate.

Benzi e Sutera (1986), attraverso un modello barotropico in approssimazione quasi geostrofica, esaminano le caratteristiche sia del vento zonale che delle onde planetarie 2, 3, 4. La distribuzione di densità di probabilità associata con queste onde mostra una statistica evidenza

della “bimodality” in ogni inverno, mentre le corrispondenti distribuzioni del vento zonale sono “unimodal” ma distorte, il che suggerisce una certa variabilità interannuale.

Secondo Benzi, quando le westerlies sono risonanti o super risonanti, la risposta delle onde lunghe alle medie latitudini causa forcing orografico può essere descritta bene in termini di onde di Rossby.

I modi zionali e bloccati rilevati da Sutera sono successivamente esaminati da Hansen (1988) in termini energetici, soprattutto nella fase di passaggio da un modo ad un altro. Basandosi su tredici casi invernali in un periodo di quattro anni, la circolazione zonale (mode 1) e quella di onde di grande ampiezza con $m=2, 4$ (mode 2) persistono ognuna 10-12 giorni e il passaggio avviene in 2-4 giorni.

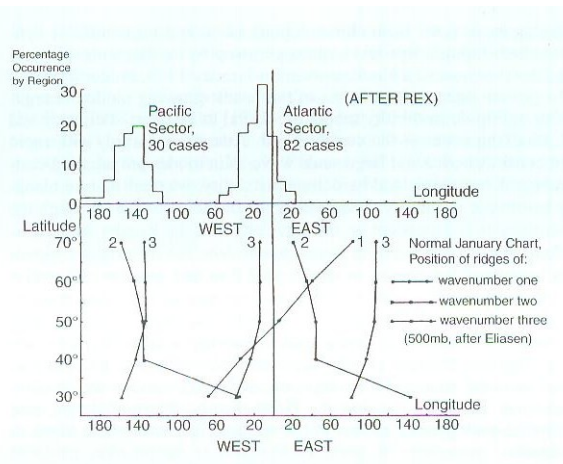
Durante il passaggio mode 1 → mode 2 le interazioni barotropiche sono di tipo non lineare. Invece, durante il passaggio mode 2 → mode 1, l’energia cinetica è dissipata principalmente da un trasferimento da onde 2-4 a onde 1.

La teoria della dispersione di onde di Rossby generalizzata su di una sfera, propone come il treno d’onde iniziato da un’anomala sorgente alle basse latitudini si propaghi verso le medie nell’emisfero invernale. Questo deriva dal fatto che le westerlies sono più vicine all’equatore.

Nel 1988 Frederiksen e Webster evidenziano come la teoria implichi che il treno d’onde deva longitudinalmente a causa dello spostamento delle anomalie di calore tropicale. Ma questo non è in accordo né con le osservazioni né tanto meno con i risultati dei modelli. Arkin e Webster (1985) mostrano importanti variazioni con la longitudine nel flusso zonale mediato nel tempo nonché nei transienti, relativamente allo stato base.

L’idea che i blocchi avvengano attraverso semplici interferenze tra onde planetarie stazionarie viene esplorato da Austin (1980). La conclusione è questa: attraverso le osservazioni e tramite un semplice modello di interazione tra onde planetarie barocline, i blocchi sono iniziati da interferenze costruttive tra onde planetarie ($m=1-3$) con fase normale ma ampiezza grande. Le onde stazionarie sono forzate da contrasti termici e da un’orografia a larga scala. L’amplificazione delle onde può essere il risultato di anomalie alla superficie oppure attraverso un cambio nella condizione di propagazione nella stratosfera.

Austin propone che i blocchi nel nord Atlantico riguardino onde di ampiezza grande (1-2) a 500 hpa, mentre nel Pacifico onde di ampiezza 2-3 con piccole onde 1. Ella nota anche che in estate le onde a 500 hpa sono spostate verso est di 15° dalla posizione di gennaio: questo causerebbe più blocchi come mostrato dalle osservazioni.



Interferenze costruttive tra onde planetarie stazionarie come mostrato dalla normale fase delle onde a 500 hpa in relazione con la longitudine di un iniziale jet splitting (da Austin, 1980, basato su Rex, 1950 e Eliassen, 1958)

C'è chi è contrario a questi risultati, come Quieroz, che trova come le onde viaggianti principalmente in modo retrogrado sono significanti in 20-24 casi.

La teoria di Tung e Lindzen spiega che i blocchi risonanti sono il risultato di forzature orografiche e termiche. La teoria si basa sul fatto che questo è verificato con onde con $m=4$ e molto meno per $m=1-2$.

Il ruolo tra l'interazioni di onde sinottiche e planetarie durante i blocchi riguardano 4 elementi chiave in accordo con Tsou e Smith:

- a) promontori quasi stazionari a 500 hpa
- b) lo sviluppo di un ciclone precursore alla superficie localizzato tra 40° - 60° di longitudine "upstream" il blocco corrispondente a circa metà lunghezza d'onda planetaria.
- c) Un'onda corta in fase di amplificazione (promontorio) a 500 hpa.
- d) Un forte jet sul lato "upstream" il promontorio che tende a svilupparsi.

Interessante il raro evento del blocco continentale sopra Saskatchewan in Canada, nell'aprile del 1980 studiato da Bosart e Lupo (1999): un promontorio sul nord America che si amplifica in un anticiclone di blocco contiene le caratteristiche poco fa accennate.

Nell'evento, il vento termico provvede all'avvezione termica e di vorticità nella bassa troposfera, portando alla subsidenza e al conseguente riscaldamento anomalo. Il ciclone "gioca" un ruolo importante nel formare e mantenere il blocco.

La teoria dell'instabilità avanzata da Frederiksen (1982), Webster (1988) e Bell (1990) si basa sull'instabilità a tre dimensioni di un flusso. Basandosi su un modello a cinque livelli del tipo quasi geostrofico su geometria sferica, Frederiksen e Bell analizzano il tasso di aumento e le strutture dei "modi" più veloci. Dipoli barotropici a larga scala sono stazionari e seguiti da un rapido aumento.

Blocchi nel comparto centro settentrionale Atlantico sono associati con un rapido sviluppo di ciclogenesi sul settore orientale del nord America e con un treno d'onde a larga scala che si propagano verso est.

Questa fase include instabilità sia barotropica³ che baroclina mentre, nella fase matura, i blocchi sono caratterizzati da instabilità barotropica.

La rottura delle westerlies attraverso l'aumento della "disturbance", dipende dalla lunghezza d'onda dell'onda di Rossby che viaggia in seno al flusso occidentale.

Per onde corte in un forte flusso zonale, la "disturbance" si muove a valle mentre un'onda di ampiezza larga in un debole flusso, può aumentare *in situ* in un paio di giorni. (Illari et al, 1981).

L'instabilità orografica proposta da Charney e De Vore, Tung e Lindzen, sembra avere un ruolo non trascurabile in ognuno di queste fasi.

Una volta creato il blocco, chi è che lo mantiene? Su questo interrogativo si baserà la seconda parte di questa nostra discussione.

Appendice alla prima parte

UN SEMPLICE MODELLO DI RISONANZA OROGRAFICA

In questa trattazione viene proposto un semplice modello di risonanza orografica per spiegare la formazione di onde stazionarie risonanti. La trattazione, in gran parte tecnica, è rivolta a coloro i quali abbiano un certo background di fluidodinamica e meteorologia fisica. La domanda è

³ L'aria si muove indipendentemente dai gradienti di temperatura

questa: se si fa girare un modellino di cinquemila giorni del geopotenziale su di una sfera, ci si dovrebbe aspettare che il geopotenziale faccia dei cerchi. Le osservazioni invece mostrano come il geopotenziale, su un periodo lungo, assuma una forma modulata. Charney dice che l'instabilità baroclinica pompa energia in atmosfera e viaggia. Ci si domanda da dove saltino fuori queste modulazioni su un periodo lungo.

Molti dei passaggi vengono qui omessi. Si dà per scontato che il lettore possieda gli strumenti necessari per la loro comprensione.

Consideriamo l'equazione di vorticità in approssimazione quasigeostrofica

$$\partial_t \varepsilon + \vec{V} \cdot \nabla \varepsilon + \beta V_y = 0 \quad (1)$$

con ε vorticità relativa e $\beta = \frac{\partial f}{\partial y}$

Mettiamoci in un canale in cui è presente una piccola perturbazione

$$\psi = -V_y + \phi(x)$$

con

$$\phi(x) = A e^{i[kx + \omega t]} + *$$

e con

$$\varepsilon = \Delta \phi$$

Si ottiene dalla (1) che

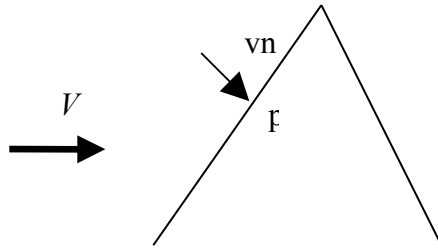
$$\frac{\omega}{k} = \frac{\beta}{k^2} - u$$

Se il sistema è instabile, appena si dà una piccola perturbazione questa tende a crescere. In questo caso, essendo la ω somma di termini reali non può diventare una quantità complessa, ragion per cui l'ampiezza di questa onda rimane costante. Intanto si vede che ω può diventare zero con la condizione

$$u = \frac{\beta}{k^2}$$

Questo oggetto che sto descrivendo, allora non viaggia più!

Ci si domanda se esista la possibilità di creare delle onde che non viaggiano più in atmosfera. Consideriamo una montagna che abbia un certo profilo.



Profilo di montagna gaussiano

Nel punto P[x, h(x)], la velocità normale vn è nulla. Questo significa che si deve avere una velocità verticale ed una velocità orizzontale la cui combinazione è tale che la componente normale della velocità Vn sia nulla. Supponiamo dunque di avere un canale in cui la densità è costante ed inoltre sia

$$\partial_x \varepsilon + \nabla \cdot \mathbf{V} (\varepsilon + \beta_y) - f_0 \frac{\partial \omega}{\partial z} = 0 \quad (2)$$

Ci calcoliamo il vettore ortogonale alla tangente della montagna in P. La velocità in quel punto ha una componente orizzontale ed una verticale. Se si prende il vettore ortogonale alla tangente impongo che:

$$(v, w) \times \mathbf{h} = 0$$

Il vettore tangente ed il vettore normale sono rispettivamente:

$$\left[1; \frac{dh}{dx}\right] \quad \left[-\frac{dh}{dx}; 1\right]$$

Per cui

$$(v, w) \times \left(-\frac{dh}{dx}; 1\right) = 0$$

Ricavo che

$$\omega = V \cdot \nabla h \quad (3)$$

Come si potrà notare, le velocità verticali dipendono dal vento medio e soprattutto dai gradienti di h.

Se supponiamo che la vorticità non dipenda dalla quota così come la velocità del vento

$$\frac{1}{H} \int_h^H \frac{\partial \omega}{\partial z} dz = \frac{1}{H} [\omega(H) - \omega(h)]$$

Siccome la velocità in H è nulla si ricava che

$$\partial_x \varepsilon + \nabla \cdot \mathbf{V} (\varepsilon + \beta_y) + f_0 \frac{\omega(h)}{H} = 0 \quad (4)$$

da cui si trova

$$\partial_t \varepsilon + \nabla \cdot (\varepsilon + f_0 \frac{h}{H}) + \beta v_y = 0 \quad (5)$$

Quando inserisco la montagna, le onde di Rossby soddisfano questa nuova equazione in cui la vorticità non è solo quella dovuta alla Forza di Coriolis, ma c'è anche quella indotta dalla montagna.

Consideriamo un caso semplice:

$$\psi = -V_y + Ae^{ikx} + *$$

Le componenti zonali e meridionali del vento sono:

$$u = -\frac{\partial \psi}{\partial y}$$

$$v = \frac{\partial \psi}{\partial x} = ikAe^{ikx} + *$$

Con ψ streamfunction geostrofica che, in questo contesto, rappresenta il geopotenziale.

Inoltre scegliamo, tra tutte le possibili montagne quella con il seguente profilo

$$h = h_0 e^{ikx}$$

Sostituendo nella (5) è possibile trovare, dopo alcuni passaggi, un pezzo non omogeneo

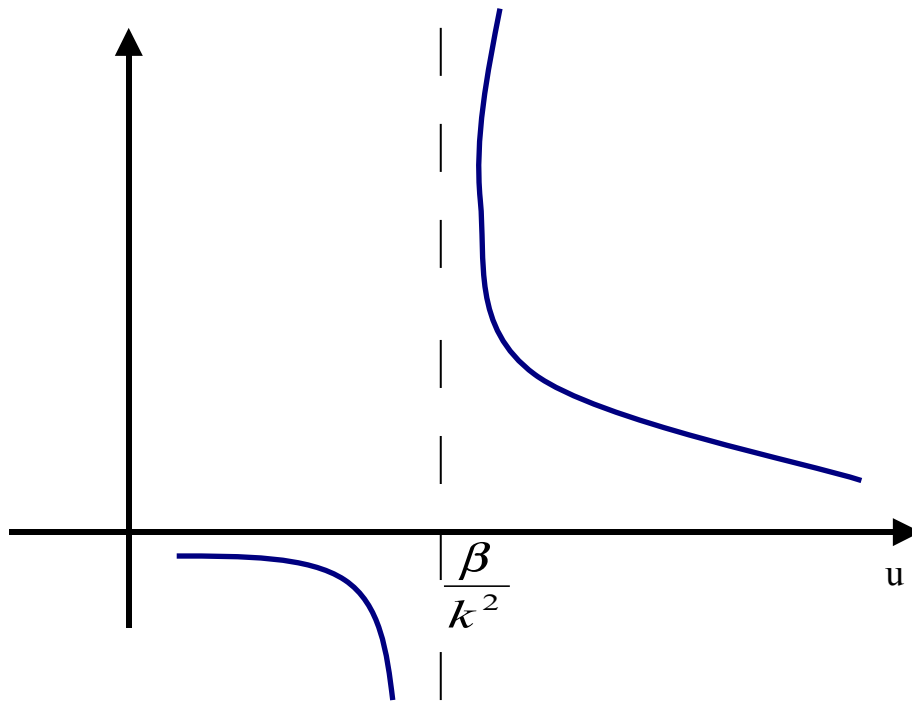
$$A = \frac{\frac{uh_0 f_0}{H}}{uk^2 - \beta}$$

Cerchiamo di capire meglio. Avevamo detto che l'onda non viaggiava quando era vero che

$$u = \frac{\beta}{k^2}$$

Adesso scopriamo che quando è vero questo, l'ampiezza A del sistema tende all'infinito qualunque sia il profilo della montagna.

Ricapitolando, se non ho l'orografia posso avere delle onde che non viaggiano solo per un determinato valore del vento. Quando si ha l'orografia si ha sempre delle onde che non viaggiano, solo che l'ampiezza in questo caso diventa infinita. Il caso interessante è questo: se si è vicini alla soluzione in cui si generano onde che non viaggiano, causa orografia, l'ampiezza del sistema diventa enorme anche se la montagna è piccola. Dunque arriviamo alla conclusione che non si ha bisogno dell'Himalaia per avere onde grosse in ampiezza. L'unica condizione che si richiede è che la velocità del vento sia appropriata. Si ha una risposta infinita per un certo valore, ma anche se si è vicini a quel valore, la risposta è molto grande.



Il sistema vicino alla condizione di risonanza tende ad “esplodere”

Se l'ampiezza ha lo stesso segno di h_0 , vuol dire che l'ampiezza è in fase sulla cima della montagna. Se invece A è un valore negativo, si è fuori fase. Insomma l'onda può essere in fase o fuori fase con la montagna a seconda la velocità del vento.

Ad esempio, nel 1985 l'atmosfera andò molto vicino alla fase di risonanza, ma fuori fase rispetto alla montagna.

E' chiaro che questo è un modellino molto semplificato, la topografia della terra non è assimilabile ad un seno o ad un coseno. In realtà quello che succede lo vediamo qui di seguito: senza inoltrarci molto nei calcoli, possiamo scrivere l'equazione della vorticità in approssimazione quasi geostrofica nel caso stazionario, con una topografia media e con delle particolari condizioni al bordo. Tutti i tedious calcoli vengono qui omessi. Si trova

$$\phi_{xx} + \frac{\beta}{u}\phi = -\frac{f_0}{Hu}h(x) \quad (6)$$

Con $\phi_{xx} = \Delta \varepsilon$

Posso scrivere la precedente equazione in questa maniera:

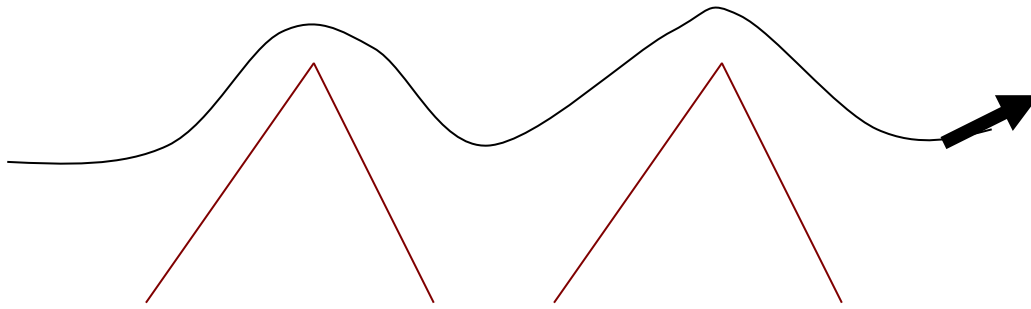
$$\frac{d^2x}{dt^2} + \omega^2 x = -\frac{f_0}{Hu}h(x) \quad (7)$$

che non è altro che un oscillatore armonico forzato. Supponiamo di avere un orografia che si ripete allo stesso modo

$$h(t) = \sum A_n \sin[2\pi nt] + B_n \cos[2\pi nt]$$

Siccome l'equazione è lineare, la soluzione sarà la sovrapposizione di tante soluzioni quanti sono seni e coseni.

In particolare ci sarà quel seno e quel coseno vicino alla frequenza di risonanza tale che il sistema può andare in risonanza. Questa frequenza, $\frac{\beta}{u}$ è legata allo spazio, non al tempo. In altri termini, la frequenza di risonanza è legata all'orografia nella componente del numero d'onda 3. Se ci fossero montagne in cui il numero d'onda 3 non ci fosse, l'atmosfera non andrebbe mai in risonanza. Anche montagne piccole ed isolate hanno un contributo sul numero d'onda tre. Nell'atmosfera reale, la condizione di risonanza si verifica con una velocità del vento medio pari a 15ms^{-1} per numeri d'onda 3 su scale di 9000 km. E' possibile inoltre notare come l'inserimento degli effetti non lineari non alterino l'effetto fisico, sebbene complichino la matematica.



Esiste la possibilità di mandare in risonanza l'atmosfera senza richiedere l'intervento dell'Himalaya o di altre montagne elevate?

Nella realtà effettivamente si nota una forte amplificazione delle onde stazionarie con numero d'onda tre, fenomeno che può essere spiegato con questo tipo di risonanza stocastica ora descritto. Le forzature termiche dipendono dalla vorticità in maniera più complessa. Si può infatti notare che l'onda presenta uno sfasamento di 180° : significa che, se al suolo c'è una alta pressione, in quota si ha una bassa, e viceversa. Ma questo è un fenomeno del tutto generale; le onde forzate orograficamente invece mantengono una coerenza di fase (alta al suolo, alta in quota). Le osservazioni mostrano appunto questo: le onde risonanti, nei periodi in cui crescono in ampiezza, tendono a mantenere coerenza nella verticale, segno che i termini forzanti termici, per quanto riguarda le onde stazionarie di grande lunghezza d'onda, non sembrano avere importanza