



ΕΛΛΗΝΙΚΗ ΔΗΜΟΚΡΑΤΙΑ

Εθνικόν και Καποδιστριακόν  
Πανεπιστήμιον Αθηνών

— ΙΔΡΥΘΕΝ ΤΟ 1837 —

# Χάρτης 500 hPa

# Χάρτης ισοπαχών

# Χάρτης 500 hPa

- Μέσο ύψος: 5500 gpm
- Εύρος τιμών: 5400-5700 gpm
- Ισοϋψείς συνήθως ανά 80 gpm αρχίζοντας από τα 5400 gpm
- Ισόθερμες ανά 5°C (όχι απαραίτητα)
- Ισοπαχείς καμπύλες

# Σπουδαιότητα χάρτη 500 hPa

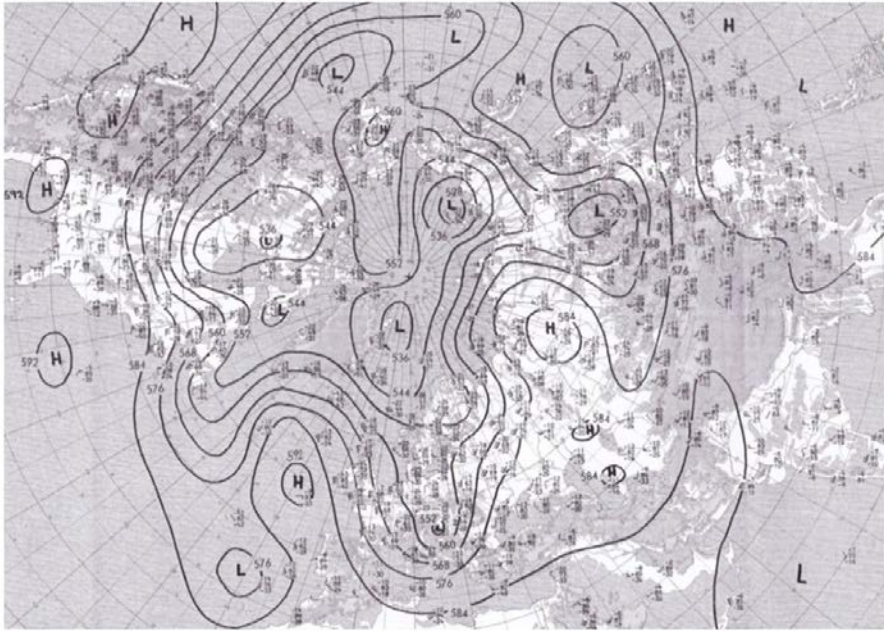
από αυτούς μπορούν να εξαχθούν συμπεράσματα

- για την κίνηση των troughs και ridges και επομένως των συστημάτων επιφανείας
- για την ύπαρξη εκτεταμένων ανοδικών ρευμάτων που οφείλονται σε δυναμικά αίτια
- επειδή η κατανομή των ισοϋψών στα 500 hPa απεικονίζει σε μεγάλο βαθμό την κατανομή της μέσης θερμοκρασίας του αερίου στρώματος μεταξύ της επιφάνειας του εδάφους και των 500 hPa συνεπάγεται ότι η ύπαρξη πυκνών παράλληλων ισοϋψών υποδηλώνει την ύπαρξη μετώπου

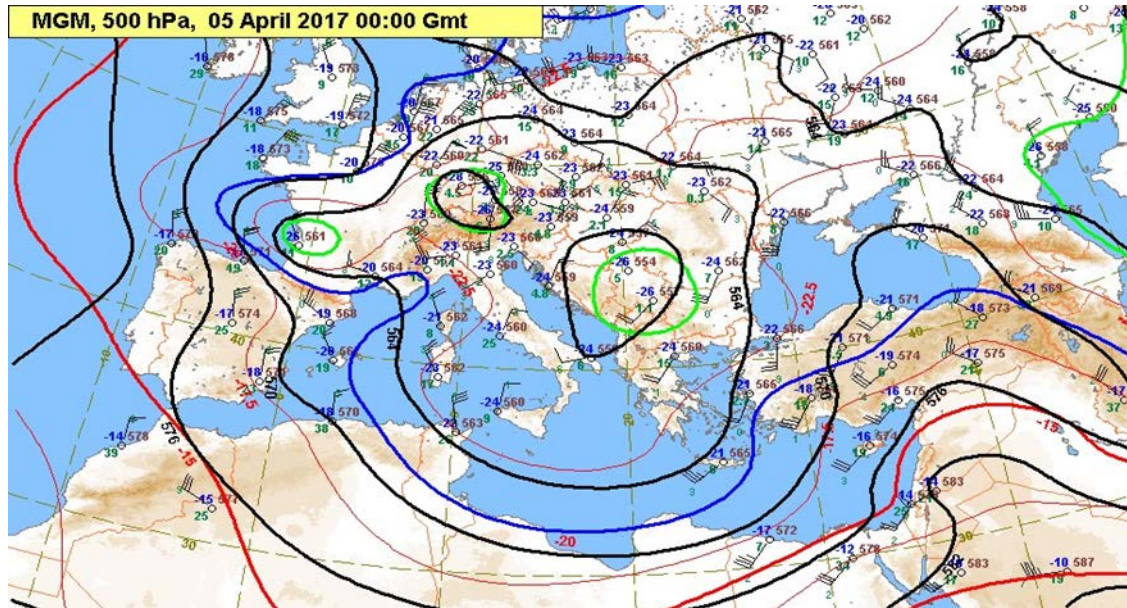
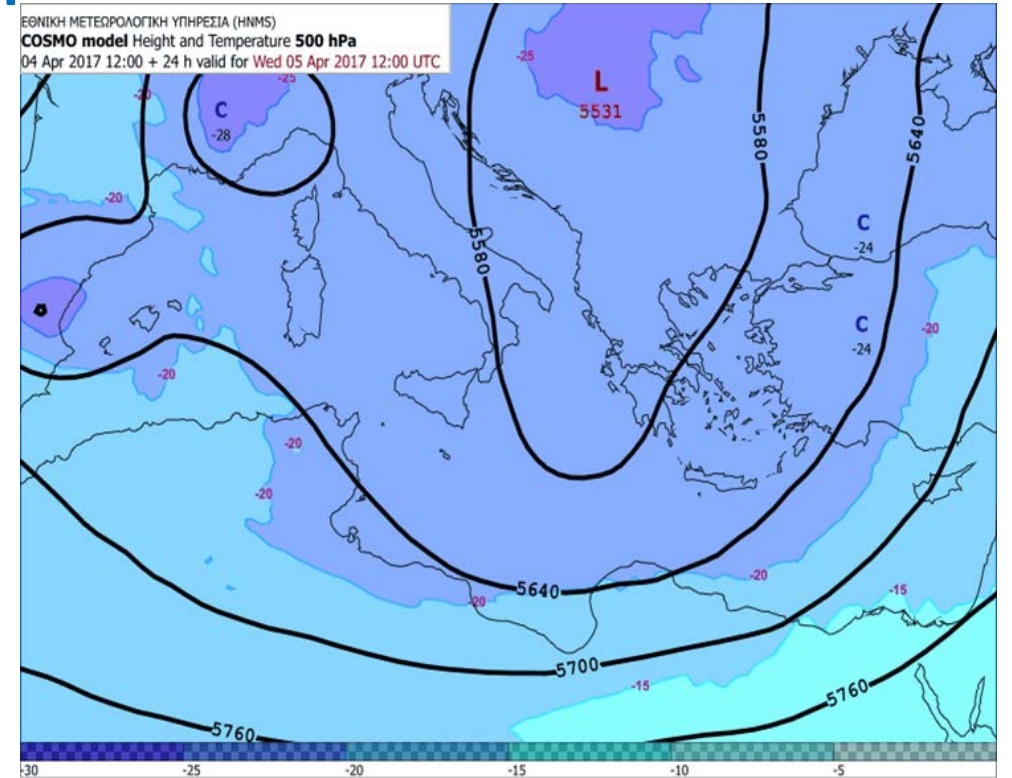
# Χρησιμότητα χάρτη 500 hPa

1. Εξέταση της ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας στη μέση τροπόσφαιρα: κατανομή των troughs και ridges από την εξέλιξη των οποίων εξαρτάται σε μεγάλο βαθμό η συμπεριφορά των συστημάτων επιφανείας (ενίσχυση ή εξασθένηση), κλειστά χαμηλά
2. Πρόγνωση της ταχύτητας κίνησης του επιφανειακού χαμηλού με βάση το γεωστροφικό άνεμο
3. Υπολογισμός του στροβιλισμού και της μεταφοράς του: πρόγνωση της επιφανειακής κυκλογένεσης ή της βάθυνσης του επιφανειακού χαμηλού
4. Υπολογισμός μεταφοράς θερμοκρασίας στα ανώτερα στρώματα
5. Προσδιορισμός των περιοχών που καλύπτονται με υψηλά νέφη
6. Εξέταση των κυμάτων Rossby
7. Εξέταση της κατακόρυφης ταχύτητας

# Αποτύπωση χάρτη 500 hPa



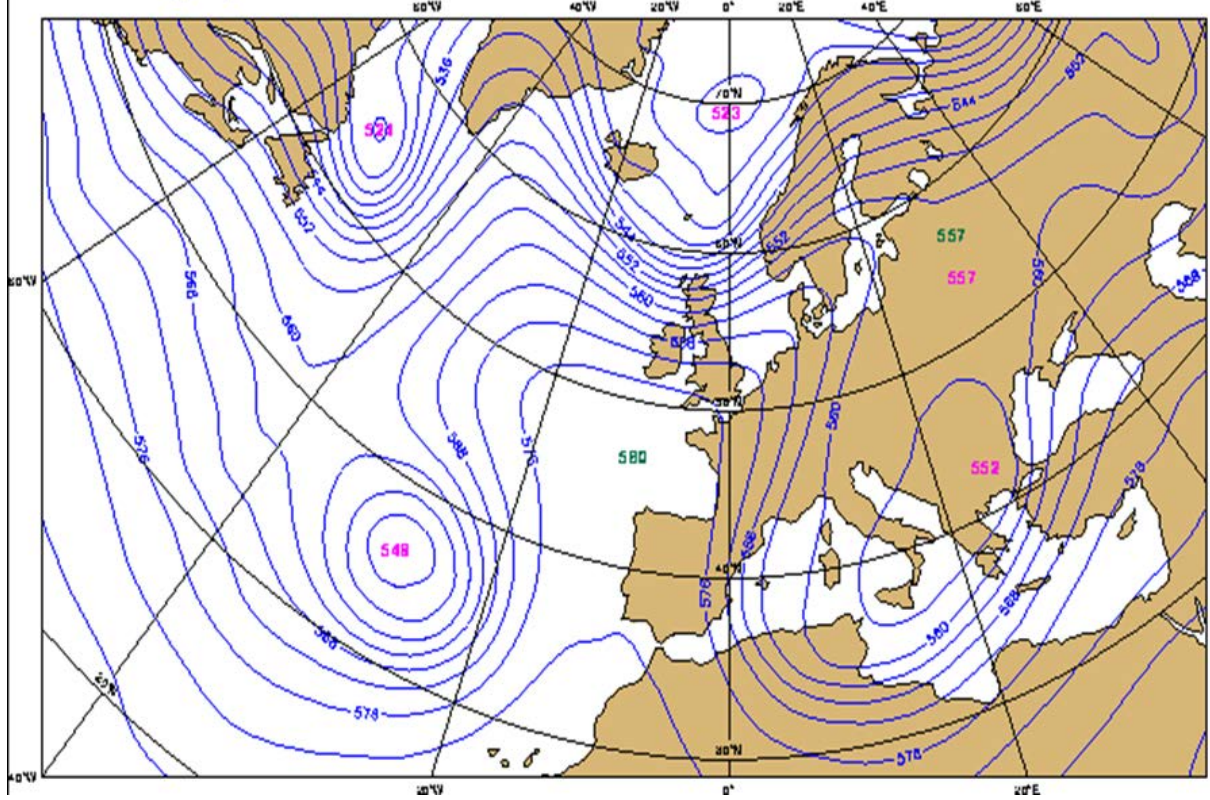
Χάρτης 500hPa, 19 Ιουνίου 1981, 00UTC



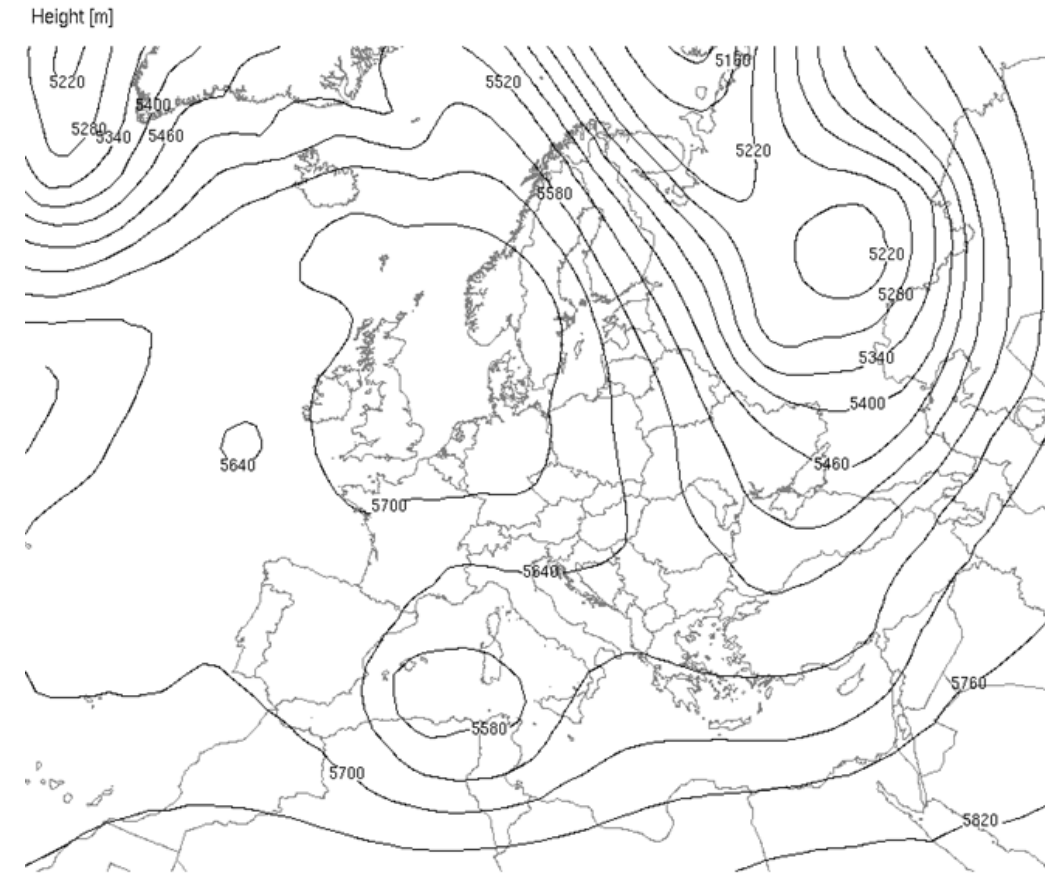
Τιμές γύρω στο 5500 gpm

# Αποτύπωση χάρτη 500 hPa

500 hPa geopotential

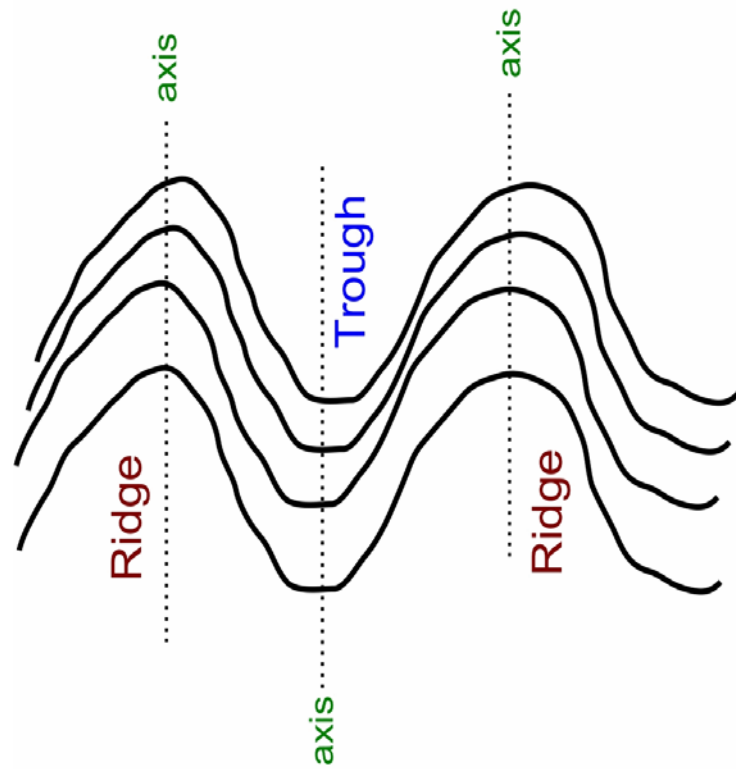


Τετραψήφια τιμή γεωδυναμικού (gpm)

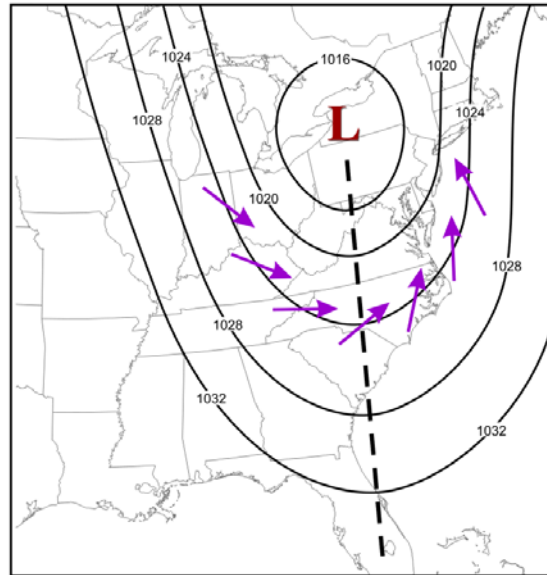
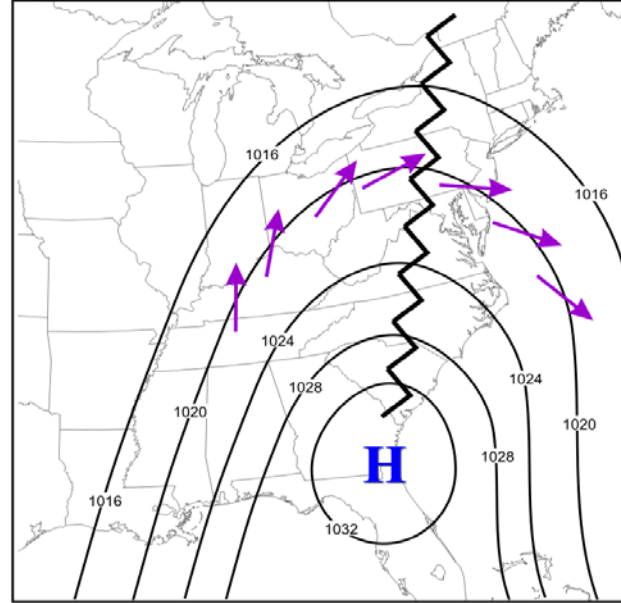


Τριψήφια τιμή γεωδυναμικού (gpdam)

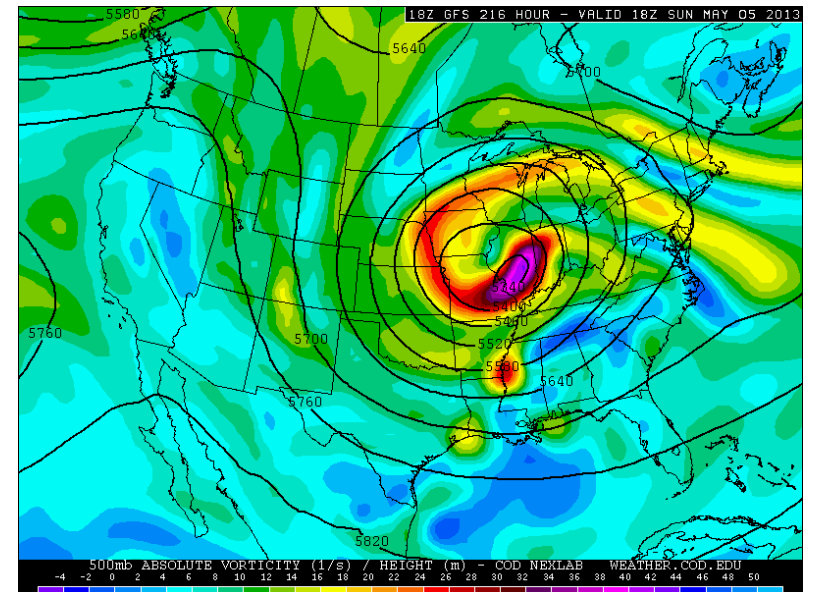
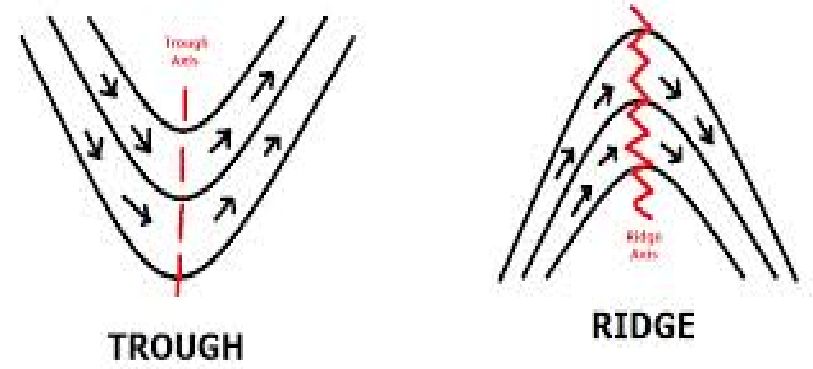
# Μορφές ισοϋψών



Closed low

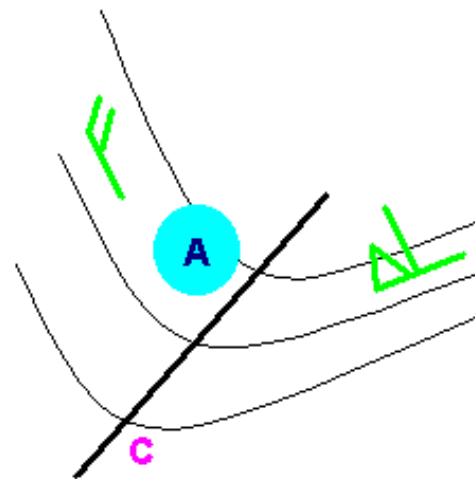


Trough vs. Ridge



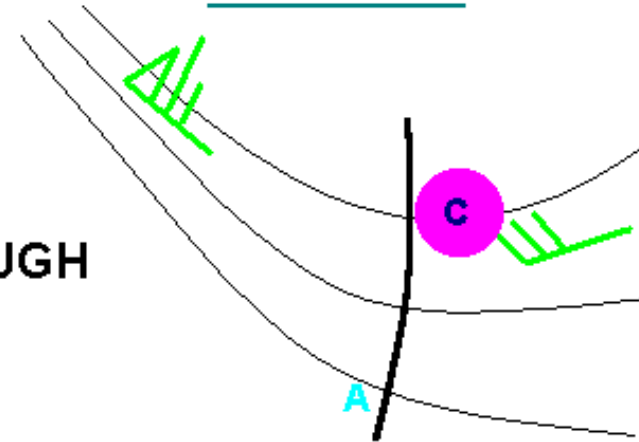
# Μορφές ισοψών

CONFLUENT

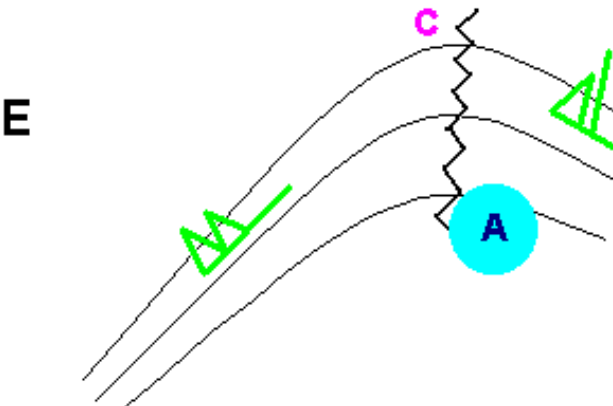
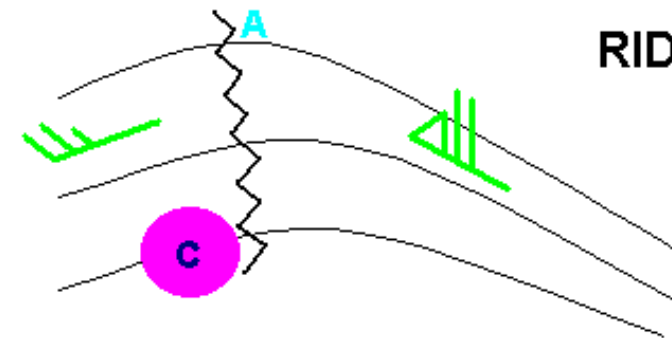


TROUGH

DIFFLUENT

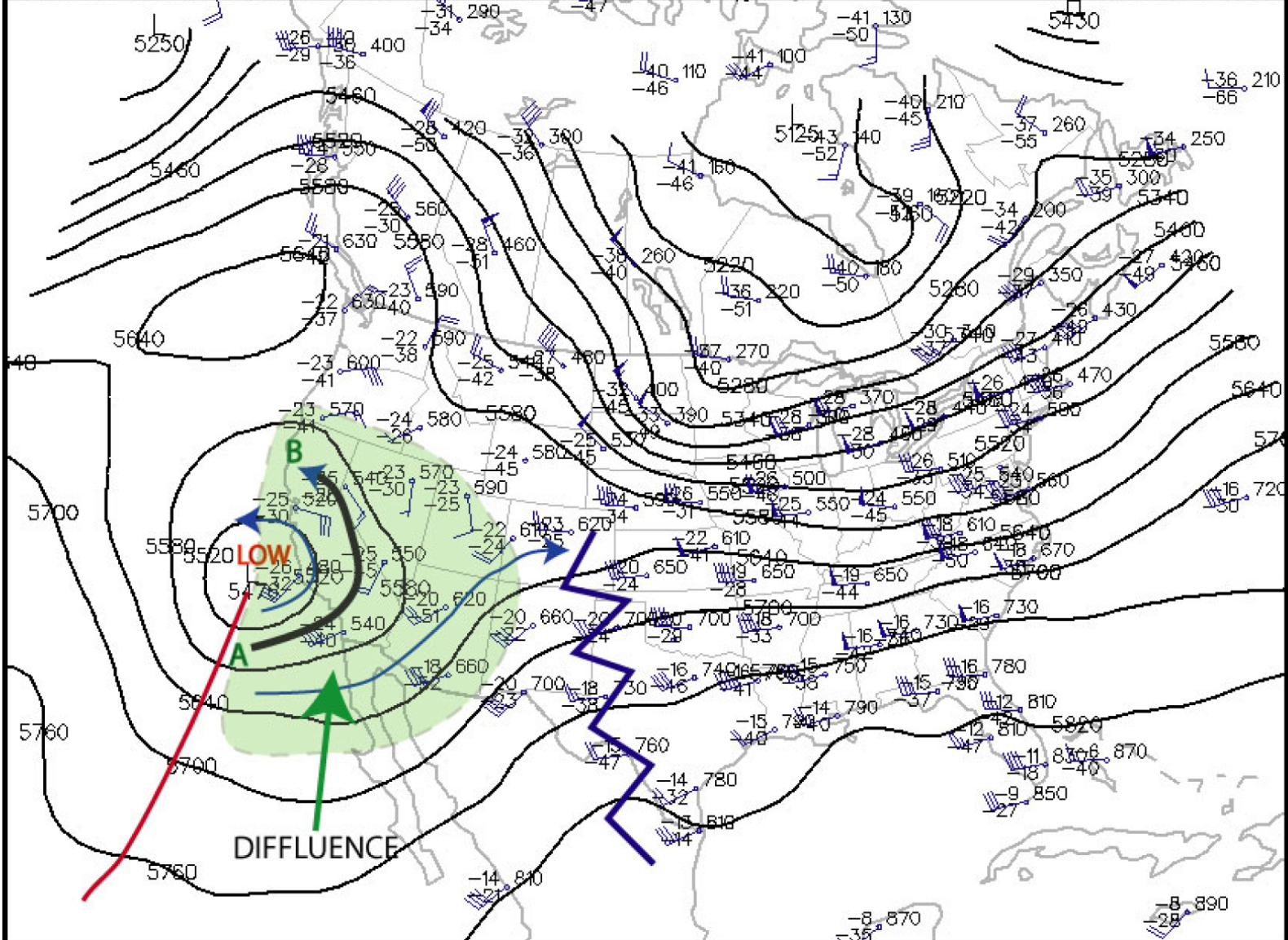


RIDGE



**C** **A** major anticyclonic/cyclonic development areas

**C** **A** lesser cyclonic/anticyclonic development areas



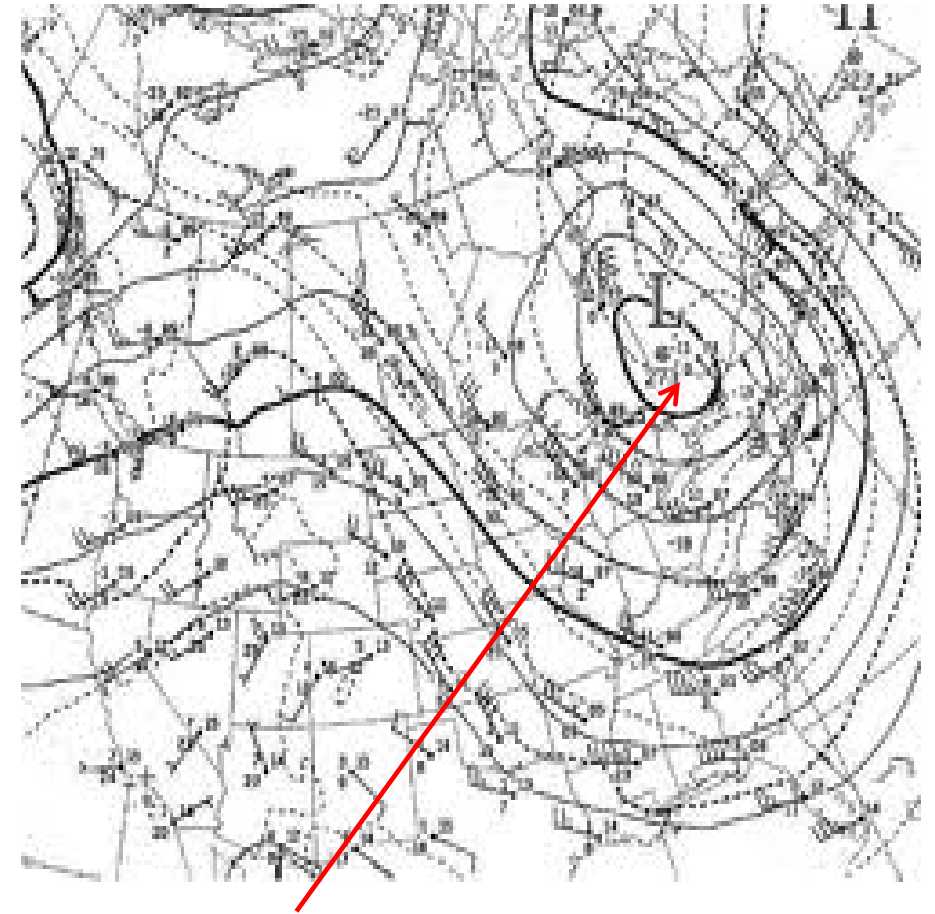
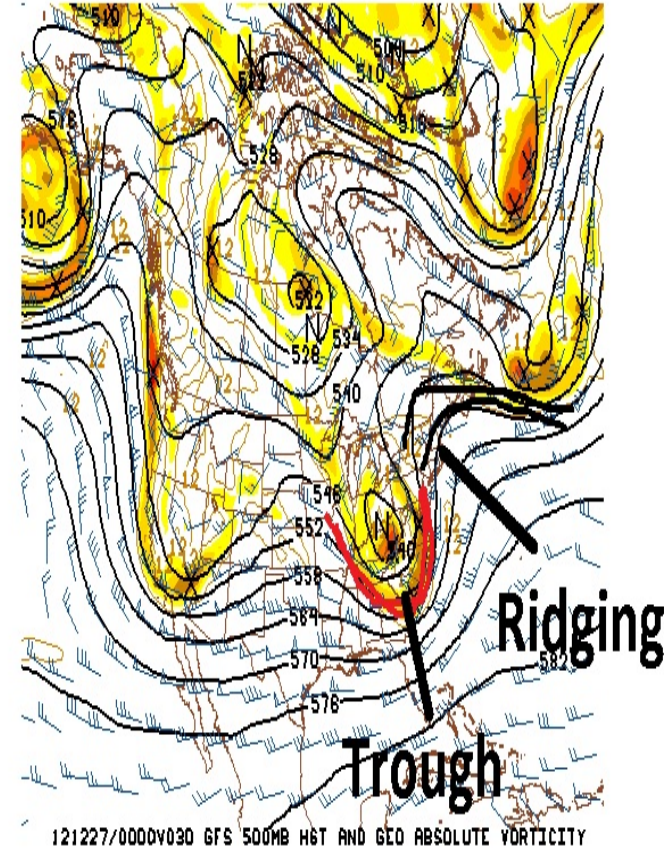
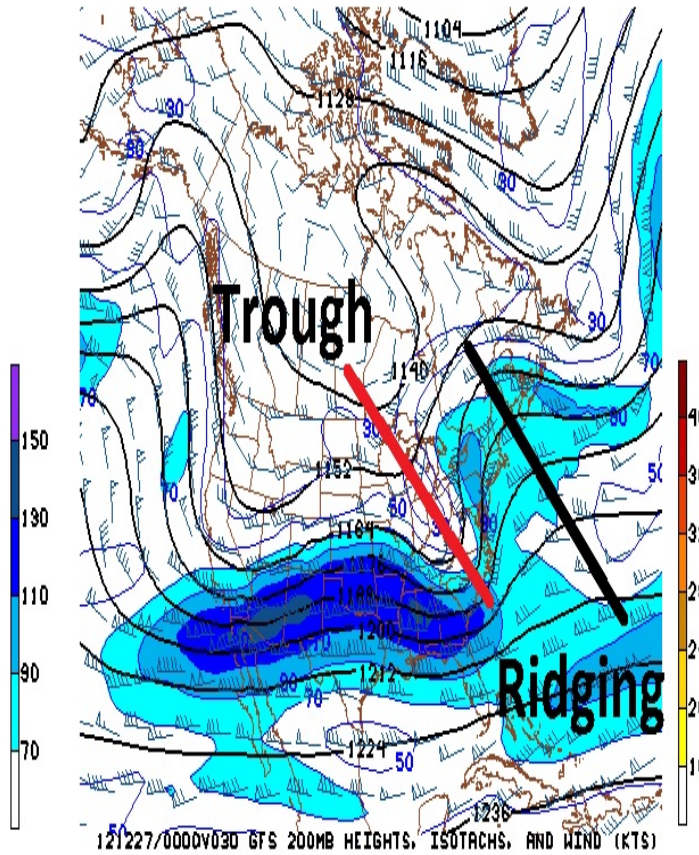
LO: 5125.0 HI: 5900.0



# Παραδείγματα σε χάρτη των 500 hPa

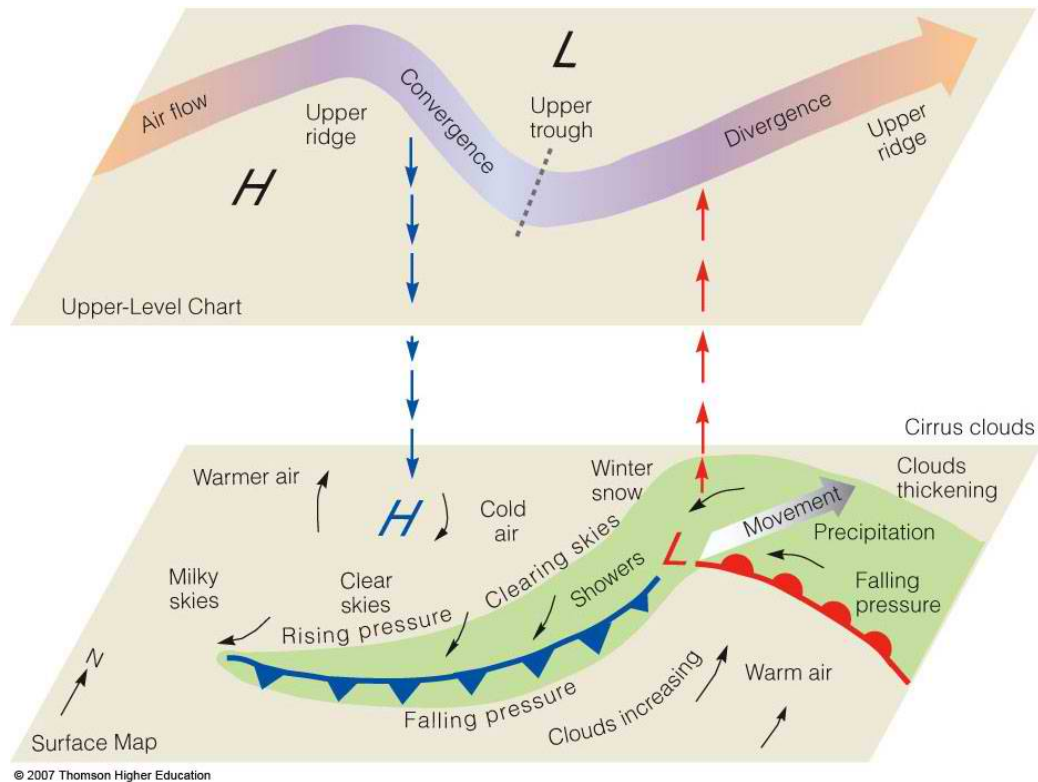
12/25/12 18UTC 030HR FCST VALID THU 12/27/12 00UTC NCEP/NWS/NOAA

12/25/12 18UTC 030HR FCST VALID THU 12/27/12 00UTC NCEP/NWS/NOAA



Κλειστό χαμηλό

# Σχέση επιφάνειας με 500 hPa



Η επιφανειακή ύφεση βρίσκεται κάτω-δεξιά από την trough

- η απόκλιση στα ανώτερα στρώματα είναι μεγαλύτερη της σύγκλισης στα κατώτερα → βάθυνση του επιφανειακού χαμηλού
- διαφορετικά → εξασθένηση του επιφανειακού χαμηλού
- η σύγκλιση στα ανώτερα στρώματα είναι μεγαλύτερη της απόκλισης στα κατώτερα → ενίσχυση του επιφανειακού αντικυκλώνα

# Κίνηση του επιφανειακού χαμηλού

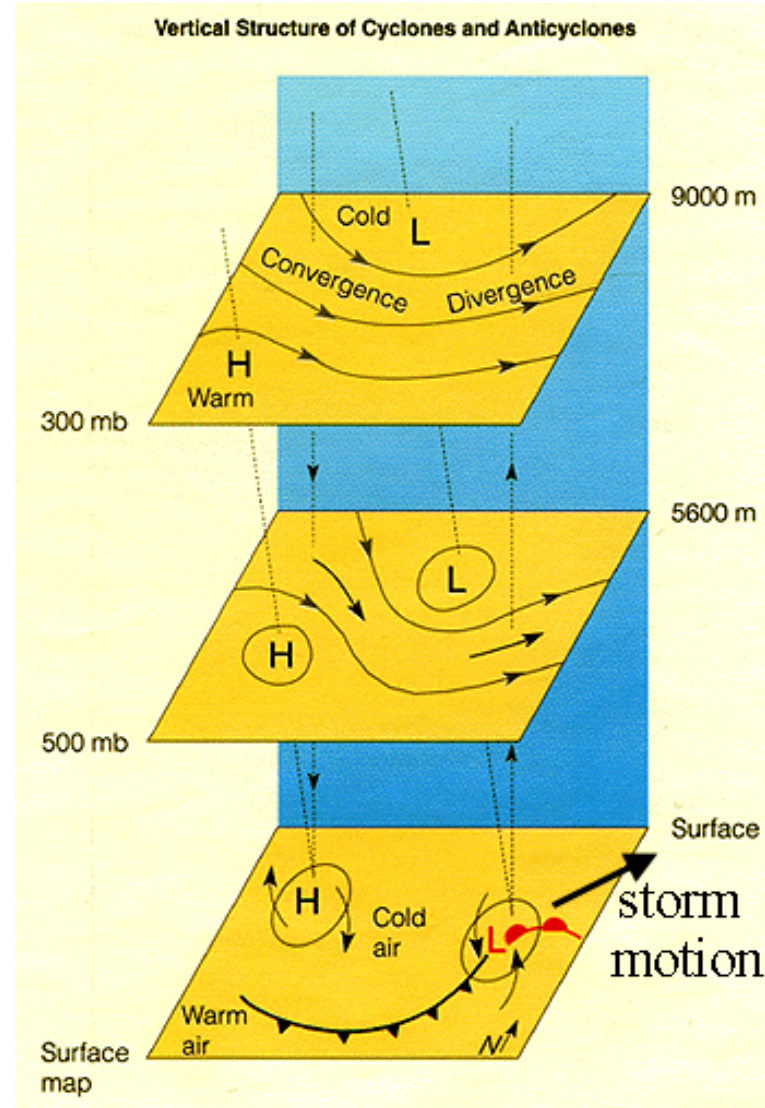
Κίνηση του επιφανειακού συστήματος με βάση τον γεωστροφικό άνεμο στα 500 hPa:

κατά τη διεύθυνση του ανέμου στα 500 hPa με ταχύτητα μετακίνησης ίση με:

$$\vec{V}_{SFC} = \frac{1}{2} \vec{V}_{500}$$

Αν η trough κινείται γρήγορα:

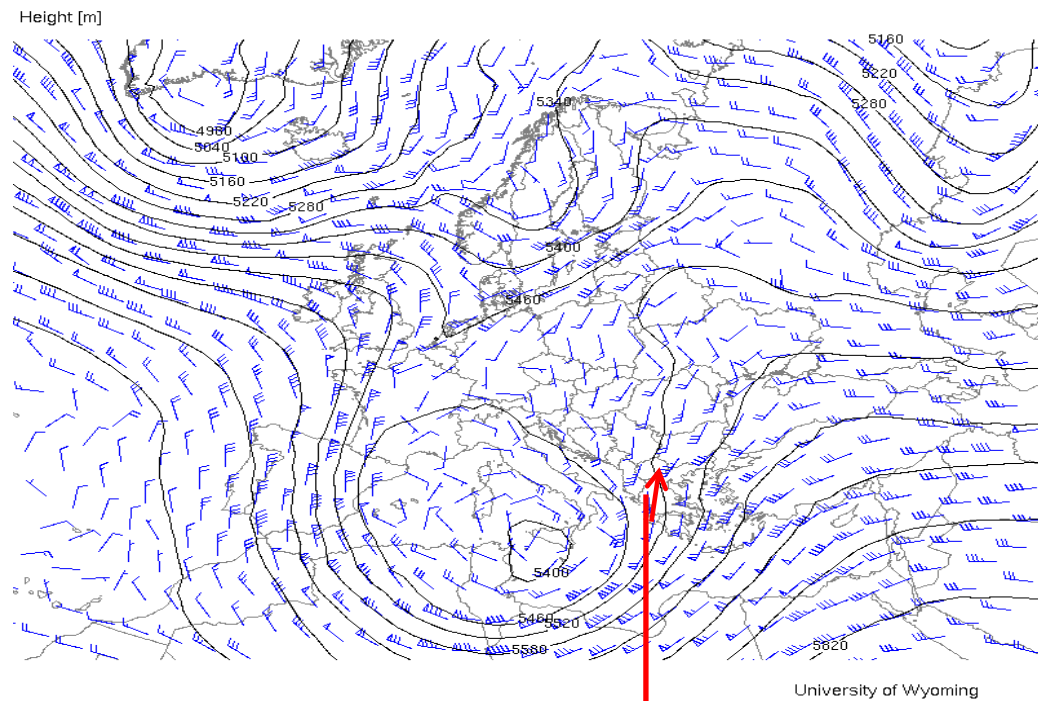
$$\vec{V}_{SFC} = \frac{1}{2} \vec{V}_{500} + \vec{V}_{trough}$$



Αν ο άνεμος στα 500 hPa είναι νοτιοδυτικός το σύστημα θα κινηθεί βορειοανατολικά

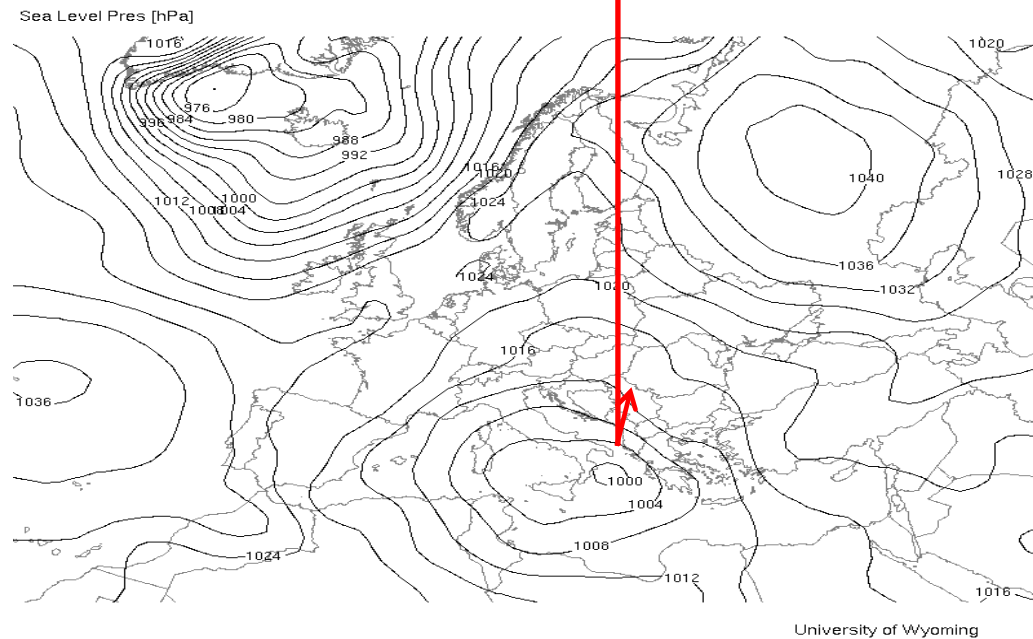
Αν  $v_{500} = 50$  m/s, τότε  $v_{surf} = 25$  m/s και το επιφανειακό χαμηλό μετακινείται σε 12 h την απόσταση

$$S = v_{surf} \cdot t = 25 \cdot 12 \cdot 3600 \text{ m} = 1080 \text{ km}$$



Χάρτης 500 hPa:  
γεωδυναμικό και άνεμος

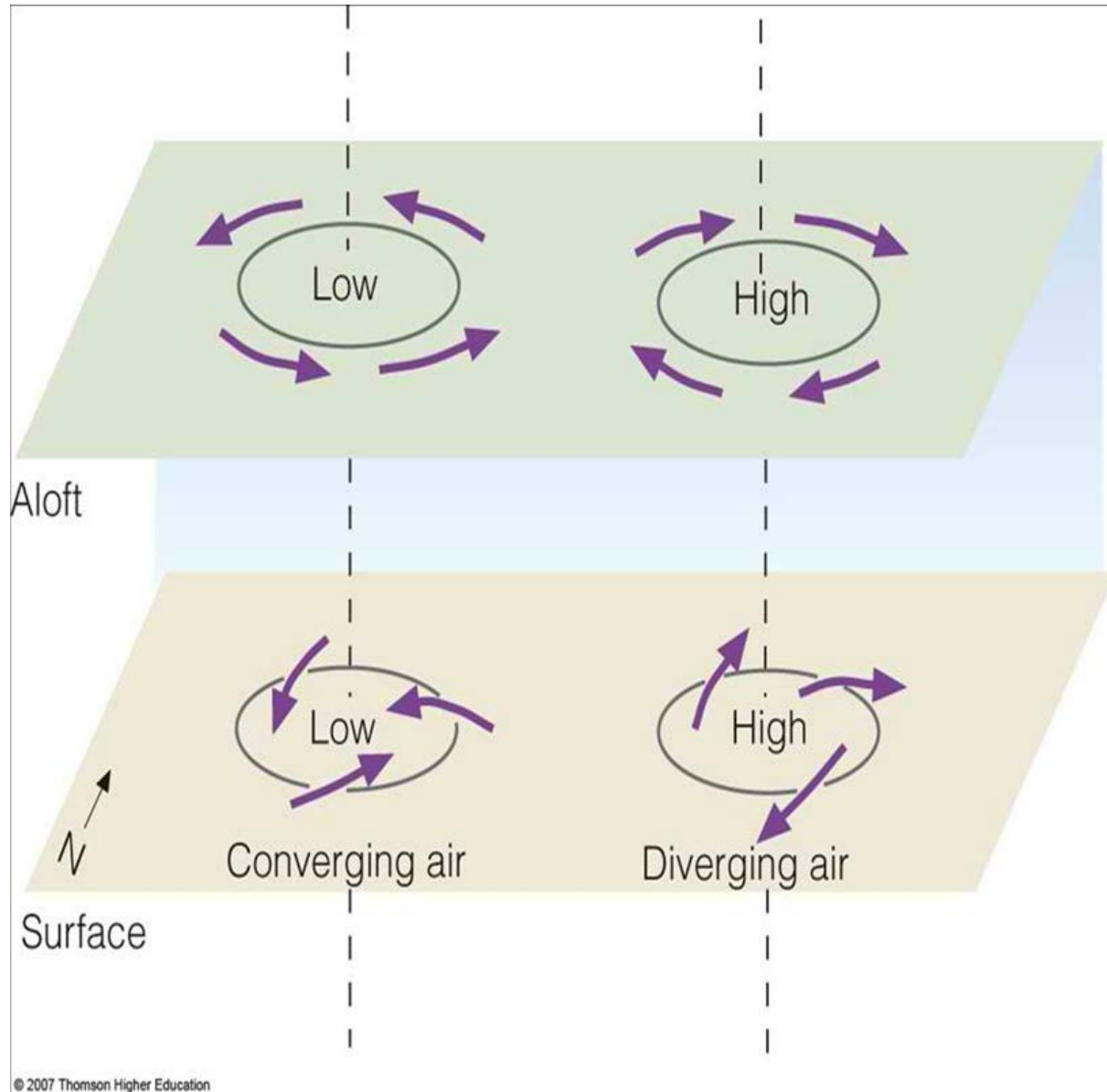
$$V_{500}=40\text{m/s}$$



Χάρτης επιφανείας:  
MSLP

$$V_{\text{sfc}}=20\text{m/s}$$

# Απεικόνιση ανέμου



500 hPa

επιφάνεια

# Στροβιλισμός - Εξίσωση

- Τα ρευστά, σε αντίθεση με τα στερεά, μπορεί να στρέφονται με μεταβλητές ταχύτητες στο χρόνο και στο χώρο και όλα τα σωματίδια του ρευστού μπορεί να μην έχουν το ίδιο κέντρο περιστροφής ή την ίδια ακτίνα καμπυλότητας.
- Έτσι, ο στροβιλισμός είναι ένα ανυσματικό πεδίο, που δίνει ένα μικροσκοπικό μέτρο της περιστροφής σε οποιοδήποτε σημείο σε ένα ρευστό.

$$\vec{\nabla} \times \vec{V} = \begin{vmatrix} \vec{i} & \vec{j} & \vec{k} \\ \frac{\partial}{\partial x} & \frac{\partial}{\partial y} & \frac{\partial}{\partial z} \\ u & v & w \end{vmatrix} = \vec{i} \left( \frac{\partial w}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial z} \right) - \vec{j} \left( \frac{\partial w}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial z} \right) + \vec{k} \left( \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right)$$

στροβιλισμός στο επίπεδο Βορράς - Νότος με άξονα περιστροφής προς την Ανατολή

στροβιλισμός στο επίπεδο Ανατολή - Δύση με άξονα περιστροφής προς Βορρά

στροβιλισμός στο οριζόντιο επίπεδο

οι δύο πρώτοι όροι είναι δύο με τρεις τάξεις μικρότεροι από τον τρίτο όρο

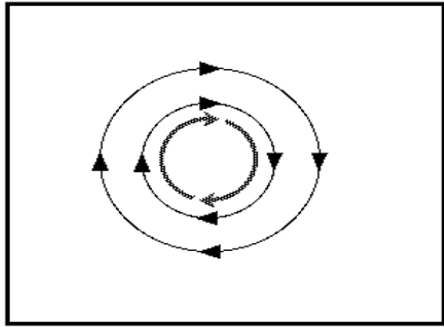
# Σχετικός στροβιλισμός

Στη Μετεωρολογία επειδή οι συνοπτικής κλίμακας κινήσεις είναι σχεδόν οριζόντιες και μια αέρια μάζα μπορεί να περιστρέφεται γύρω από έναν κατακόρυφο τοπικό άξονα, ενδιαφέρει η κατακόρυφη συνιστώσα του στροβιλισμού, που ονομάζεται σχετικός στροβιλισμός :

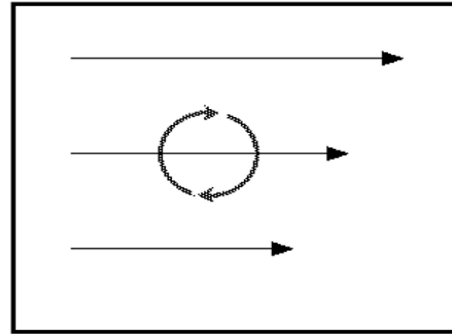
$$\zeta = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} = \vec{k} \cdot \vec{\nabla} \times \vec{V}$$

- Μέτρο της περιστροφής του αέρα γύρω από ένα κατακόρυφο άξονα σχετικά με την επιφάνεια της γης
- Μονάδα:  $\text{sec}^{-1}$
- Πλοτάρεται στην επιφάνεια των 500 mb (επίπεδο της μηδενικής απόκλισης και μέγιστης κατακόρυφης ταχύτητας)
- Τυπική κλίμακα του σχετικού στροβιλισμού  $\zeta \sim 10^{-5} \text{ sec}^{-1}$

# Προέλευση σχετικού στροβιλισμού

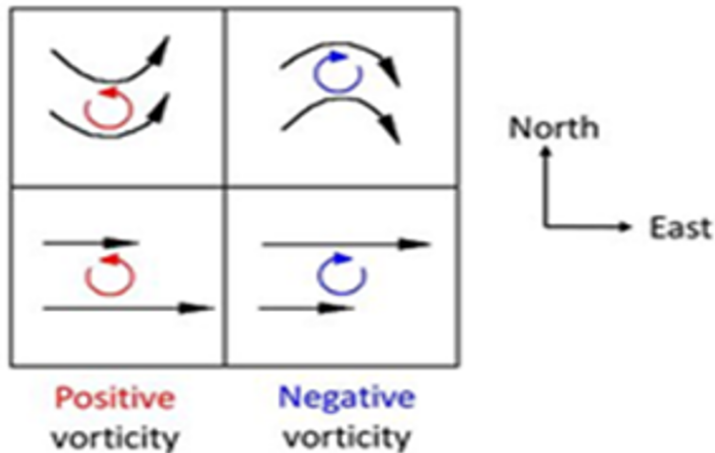


Curvature Vorticity



Shear Vorticity

Στροβιλισμός λόγω καμπυλότητας και λόγω διάτμησης.



$$\zeta = \frac{V}{R} - \frac{\partial V}{\partial n}$$

Ο στροβιλισμός προκύπτει από

- την καμπυλότητα (curvature vorticity)
- τη μεταβολή του μέτρου της ταχύτητας κάθετα στη διεύθυνσή της (shear vorticity)

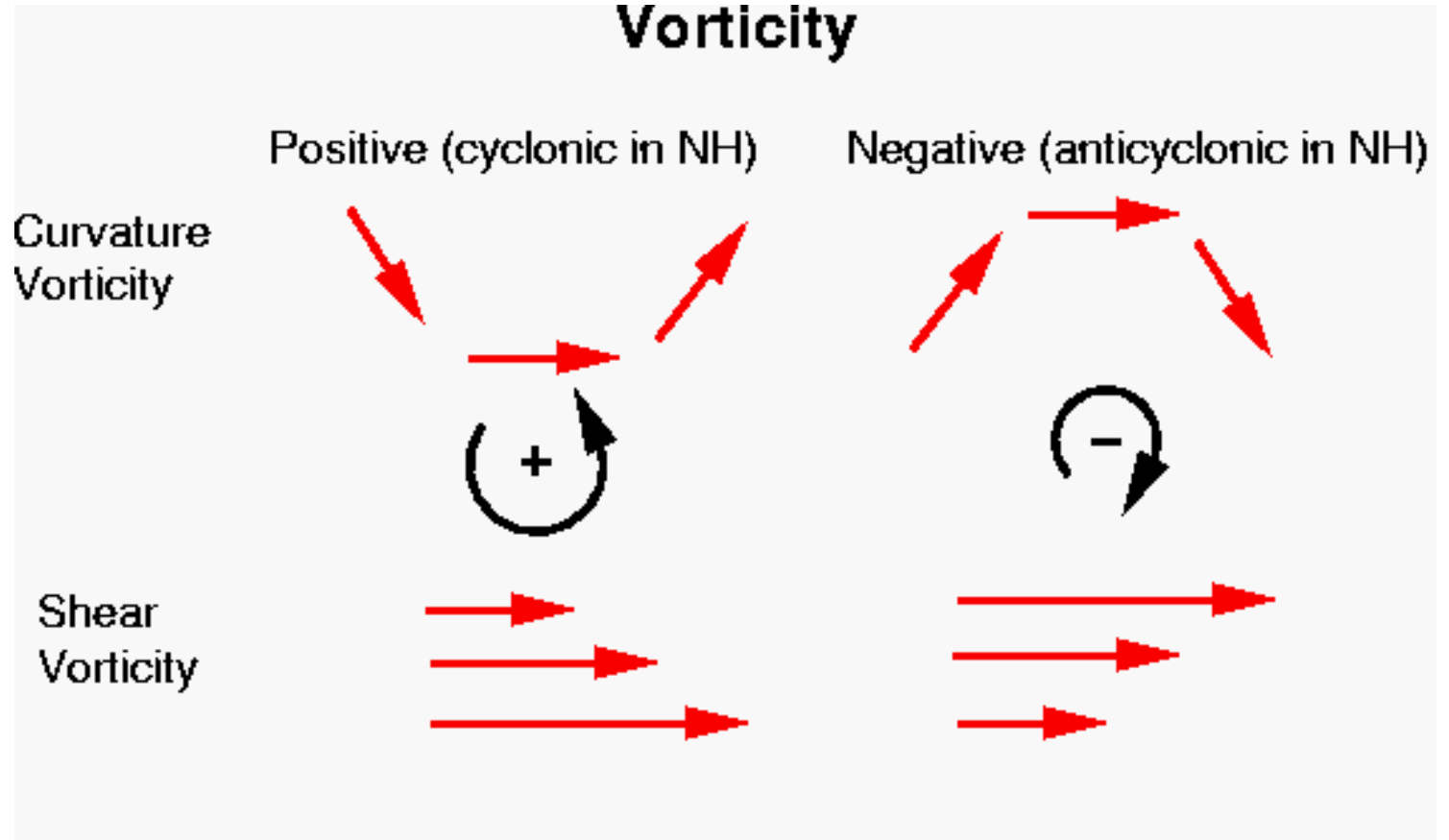
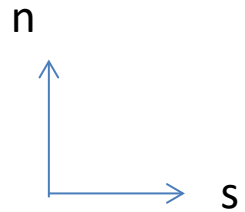
Σε ορισμένες περιπτώσεις αυτές οι συνιστώσες ενισχύουν η μια την άλλη ενώ σε άλλες περιπτώσεις αυτές αλληλοαναιρούνται

Πρόσημο στροβιλισμού λόγω καμπυλότητας και διάτμησης στο βόρειο ημισφαίριο.

# Σχετικός στροβιλισμός

$s$ : κατά μήκος της ροής

$n$ =κάθετα στη ροή και προς τα αριστερά της



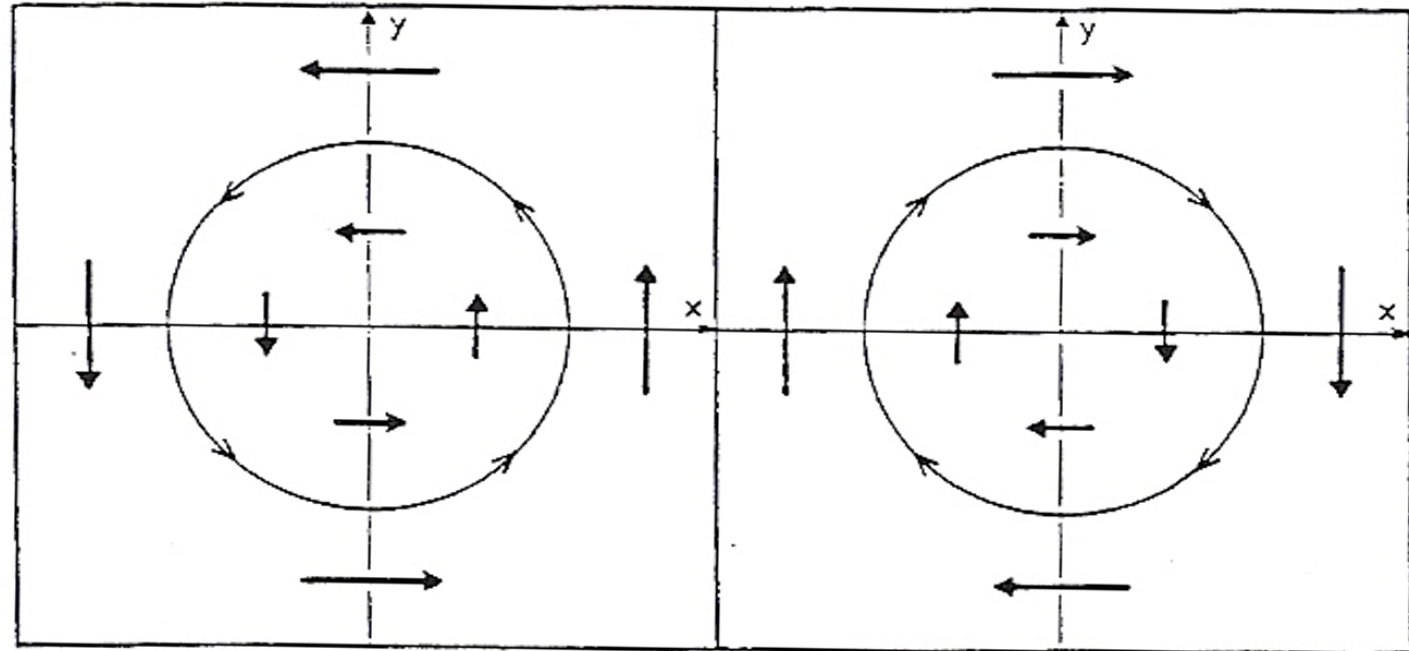
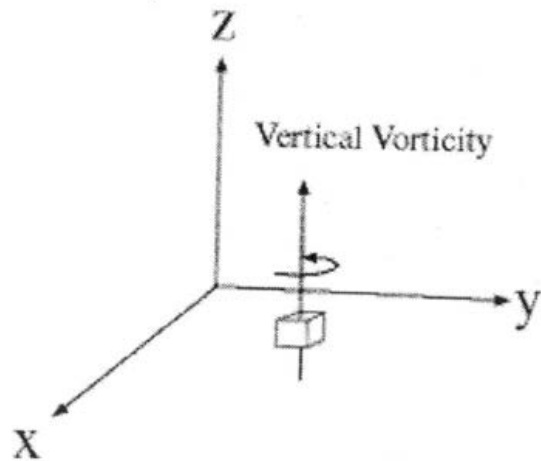
$\zeta > 0$  κυκλωνική  
κυκλοφορία

$\zeta < 0$  αντικυκλωνική  
κυκλοφορία

# Στροβιλισμός

Στη μετεωρολογία μας ενδιαφέρει κυρίως η κατακόρυφη συνιστώσα του σχετικού στροβιλισμού:

$$\zeta = \mathbf{k} \cdot \nabla \times \vec{V} = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}$$

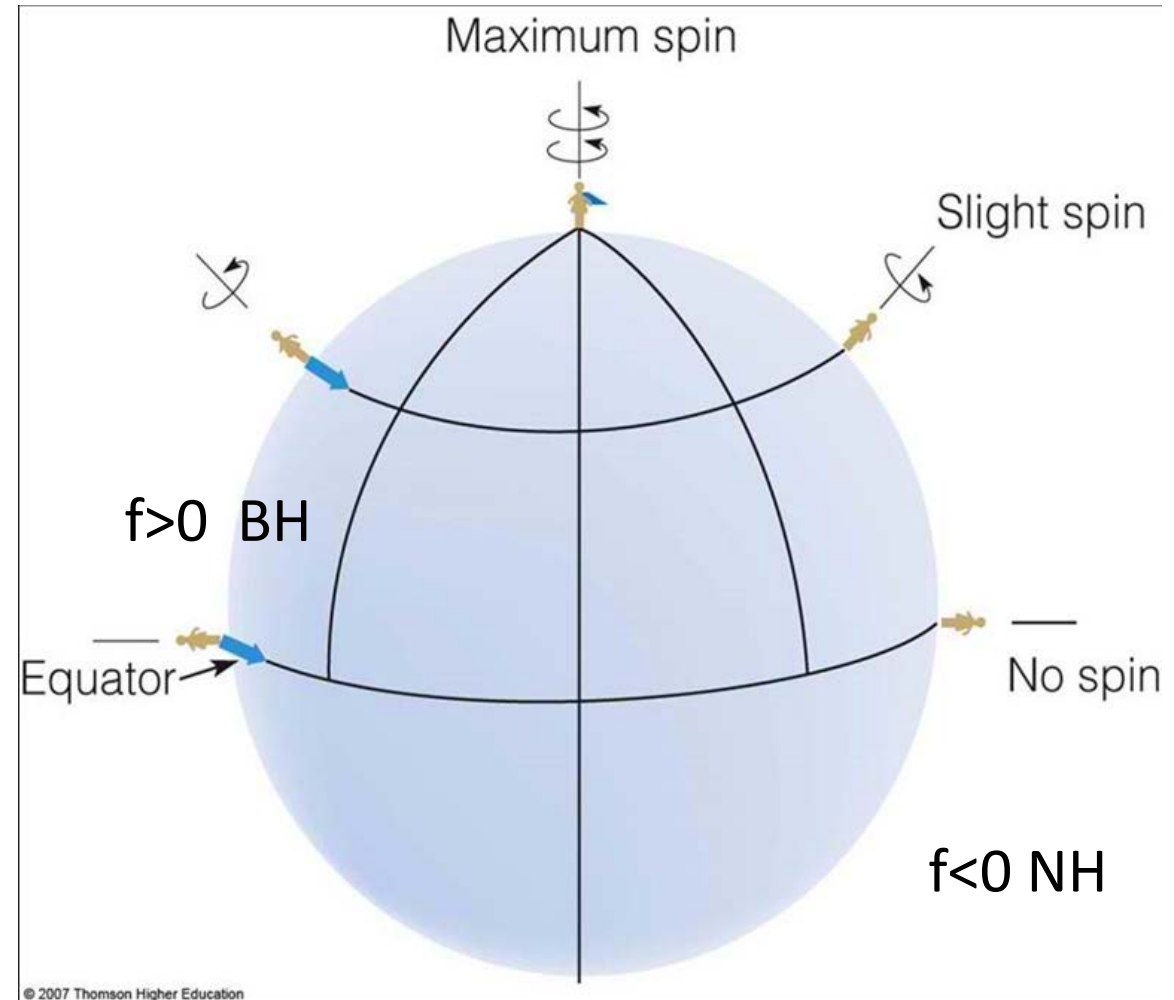


Κυκλωνική ροή  
Θετικός στροβιλισμός  $\zeta > 0$   
Άνυσμα προς τα πάνω

Αντικυκλωνική ροή  
Αρνητικός στροβιλισμός  $\zeta < 0$   
Άνυσμα προς τα κάτω

# Πλανητικός στροβιλισμός (παράμετρος Coriolis $f$ )

- Η γη έχει στροβιλισμό γύρω από έναν κατακόρυφο άξονα σε γεωγραφικό πλάτος  $\phi$  που δίνεται από την παράμετρο Coriolis  $f=2\Omega\eta\mu\phi$  (πλανητικός στροβιλισμός)
- Έχει κυκλωνική φορά (θετικός στροβιλισμός) στο βόρειο ημισφαίριο και αντικυκλωνική φορά (αρνητικός στροβιλισμός) στο νότιο ημισφαίριο
- Τυπική κλίμακα του πλανητικού στροβιλισμού  $f \sim 10^{-4} \text{ s}^{-1}$

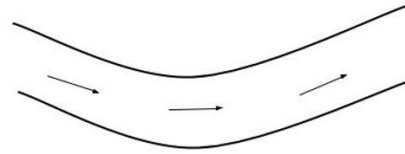


# Αναγνώριση διαφόρων ειδών στροβιλισμού και τα πρόσημα αυτών στο χάρτη

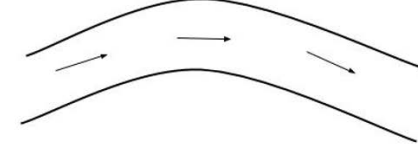
Στους χάρτες των 500 hPa  
μπορούν να αναγνωρισθούν

- τα διάφορα είδη στροβιλισμού
- τα πρόσημά τους από τη μορφή και την απόσταση των ισοϋψών καμπύλων

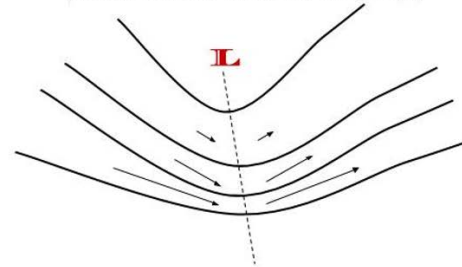
**Positive Curvature Vorticity**  
(clockwise spin)



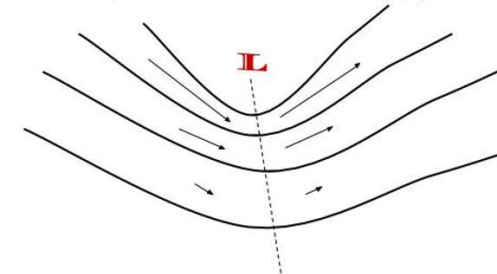
**Negative Curvature Vorticity**  
(counterclockwise spin)



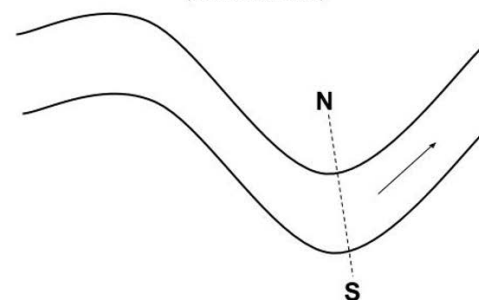
**Positive Shear Vorticity**  
(wind increases from low & creates counterclockwise spin)



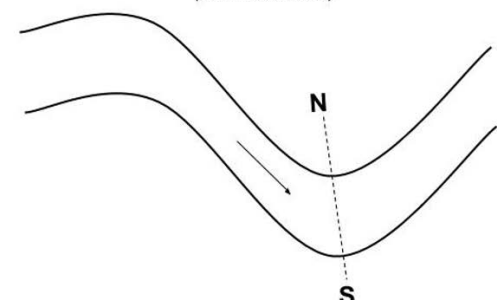
**Negative Shear Vorticity**  
(wind decreases from low & creates clockwise spin)



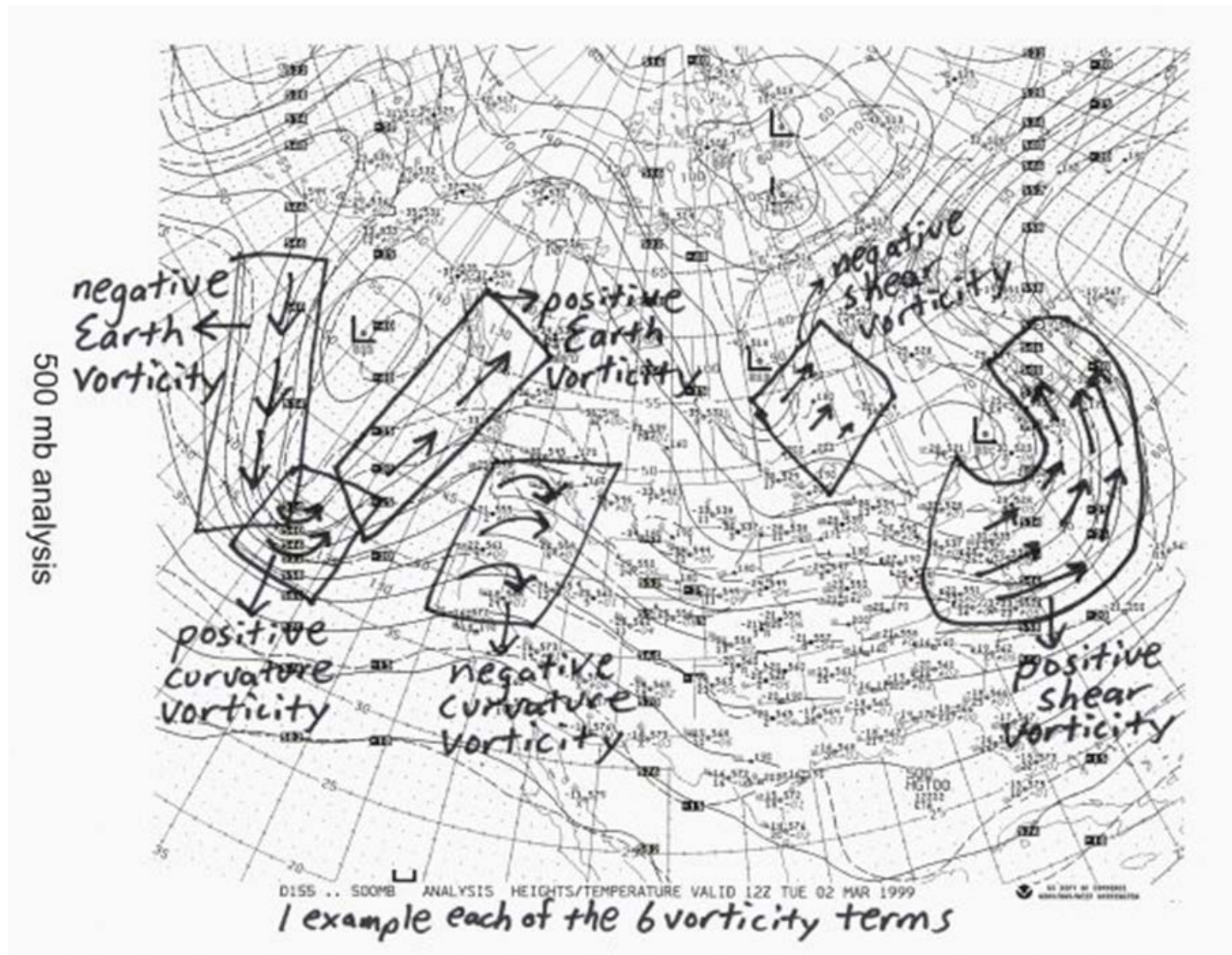
**Positive Earth Vorticity**  
(south to north motion)



**Negative Earth Vorticity**  
(north to south motion)



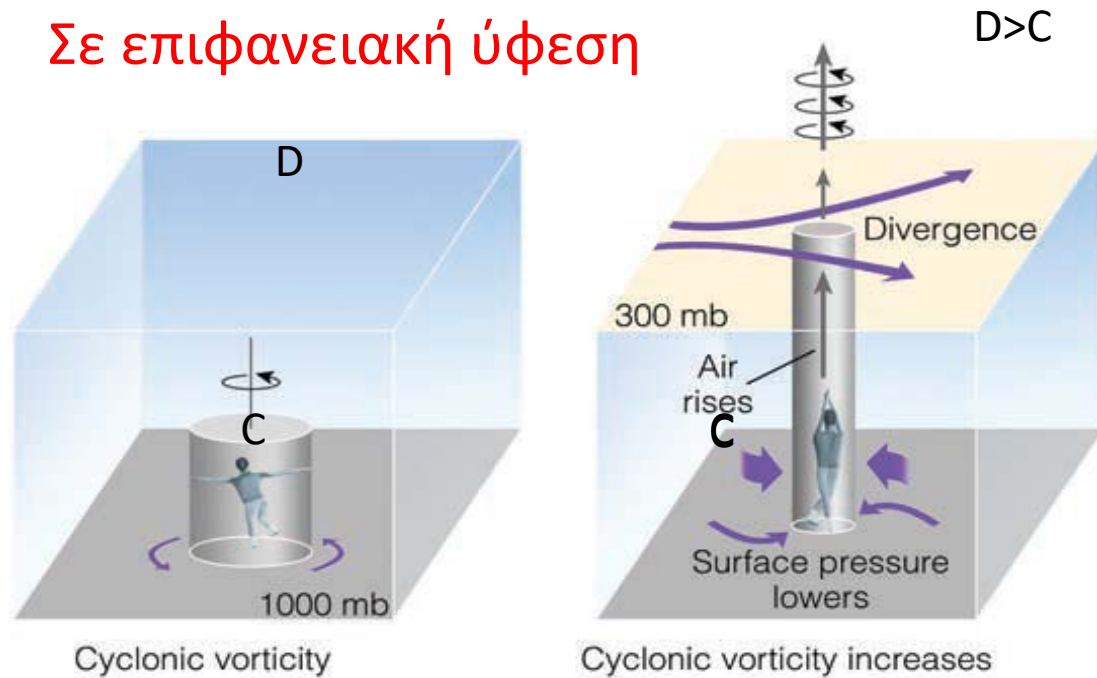
# Πραγματικός χάρτης καιρού και αναγνώριση ειδών στροβιλισμού



# Σχετικός στροβιλισμός

Ο σχετικός στροβιλισμός σχετίζεται με τις κατακόρυφες κινήσεις στην ατμόσφαιρα και την απόκλιση/σύγκλιση στα ανώτερα και κατώτερα στρώματα

Σε επιφανειακή ύφεση



Ενίσχυση των ανοδικών κινήσεων → Αύξηση του θετικού σχετικού στροβιλισμού

Ελάττωση της πίεσης

**Σε επιφανειακό αντικυκλώνα:** η αυξημένη σύγκλιση στα ανώτερα στρώματα συνδέεται με την ενίσχυση του αρνητικού στροβιλισμού, τις καθοδικές κινήσεις και την ενίσχυση του επιφανειακού αντικυκλώνα.

# Απόλυτος στροβιλισμός

Απόλυτος = σχετικός + πλανητικός στροβιλισμός

$$\eta = \zeta + f$$

$$\eta = \hat{k} \cdot \vec{v}_a = \hat{k} \cdot \nabla \times \vec{V}_a$$
$$\eta = \left( \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right) + f$$

Για τα συστήματα συνοπτικής κλίμακας στα μέσα γεωγραφικά πλάτη

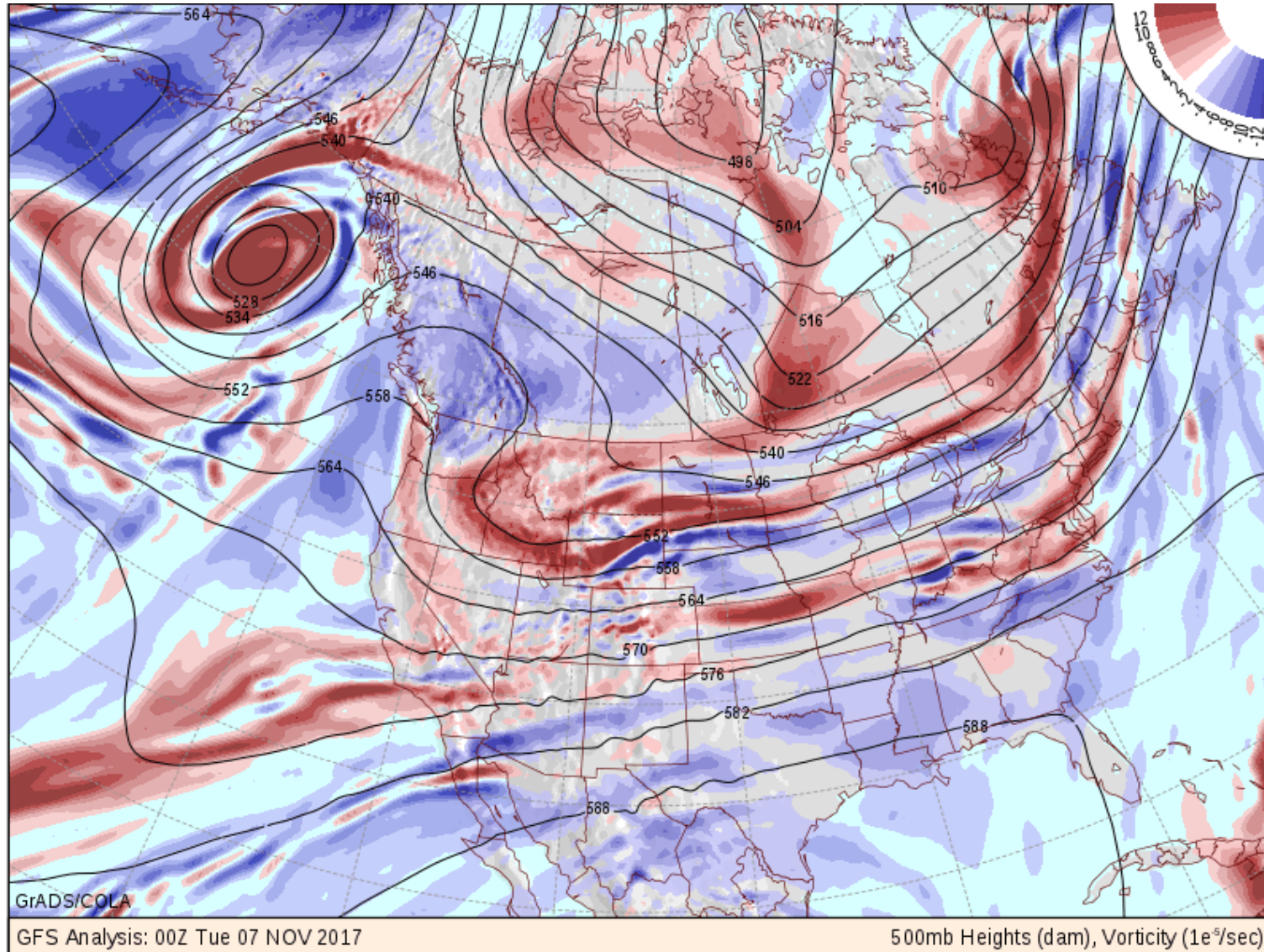
$$\frac{\zeta}{f} = \frac{10^{-5} \text{ sec}^{-1}}{10^{-4} \text{ sec}^{-1}} = 10^{-1}$$

$$\zeta < f \text{ και } |f| > |\zeta|$$

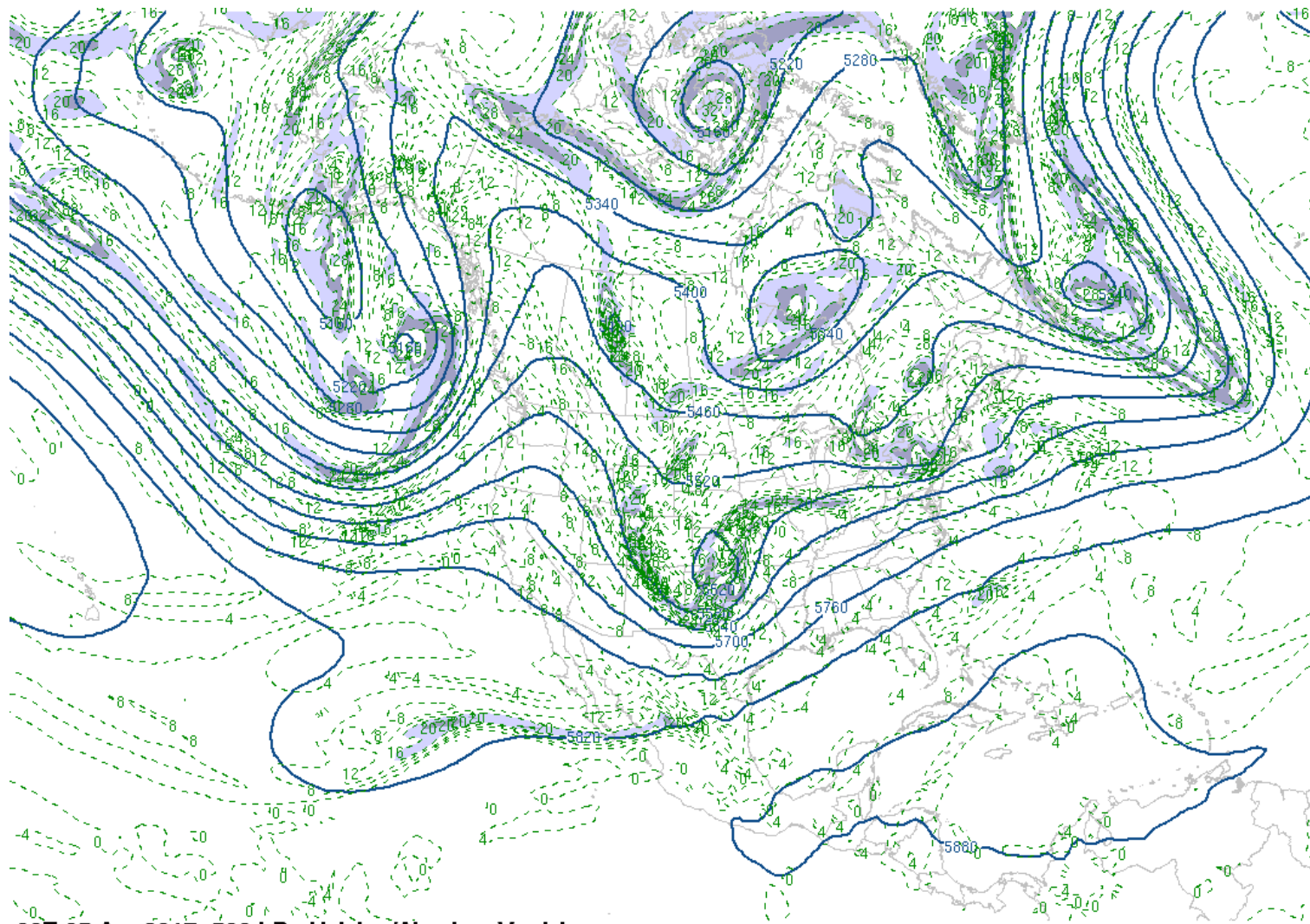
Άρα ο απόλυτος στροβιλισμός είναι θετικός στο Β. ημισφαίριο

Ο απόλυτος στροβιλισμός είναι η περιστροφή που παρατηρείται από κάποιο παρατηρητή σε κάποιο σταθερό σημείο στο χώρο (διάστημα) έξω από τη γη, δηλ. περιγράφει τον στροβιλισμό που οφείλεται στην περιστροφή των στοιχείων ενός ρευστού σε συνδυασμό με την περιστροφή της γης.

# Χάρτης 500 hPa: ισοϋψείς και σχετικός στροβιλισμός



# Χάρτης 500 hPa: ισοϋψείς και απόλυτος στροβιλισμός



00Z 05 Apr 2017 500 hPa Heights/Absolute Vorticity

University of Wyoming

# Αρχή διατήρησης του απόλυτου στροβιλισμού στο επίπεδο μηδενικής απόκλισης (500 hPa)

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} = 0 \Rightarrow \zeta + f = \text{Const.}$$

$$f = 2\Omega \sin \phi$$

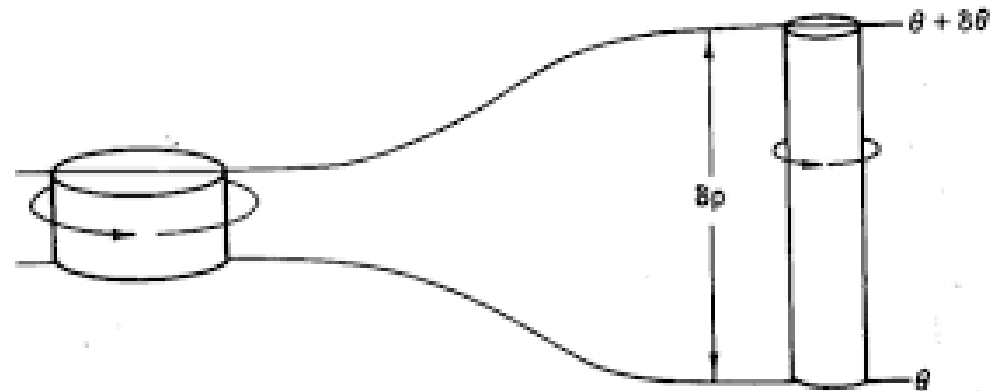
Η εξίσωση αυτή καθώς και η χρονική παράγωγός της αντιπροσωπεύουν μία από τις λίγες σχέσεις που έχουν πραγματική αξία στην πρόγνωση της μελλοντικής ατμοσφαιρικής ροής.

Αν θεωρήσουμε μια αέρια μάζα, που βρίσκεται μεταξύ επιφανειών δυνητικών θερμοκρασιών  $\Theta$  και  $\Theta + \delta\Theta$  που απέχουν απόσταση  $\delta P$ , τότε σε αδιαβατικές μεταβολές, ο απόλυτος στροβιλισμός διατηρείται:

$$\frac{J + f}{\delta z} = \text{σταθερό}$$

όπου  $\delta z$  είναι το ύψος της αέριας στήλης.

→ Διατήρηση απόλυτου στροβιλισμού



# Αρχή διατήρησης του απόλυτου στροβιλισμού

- Καθώς τα σωμάτια του αέρα κινούνται από ένα γεωγραφικό πλάτος σε άλλο ο πλανητικός στροβιλισμός  $f$  αλλάζει.
- Έτσι, αντισταθμιστικές μεταβολές πρέπει να συμβαίνουν είτε στο σχετικό στροβιλισμό  $J$  είτε στο πάχος του στρώματος  $\delta z$ .

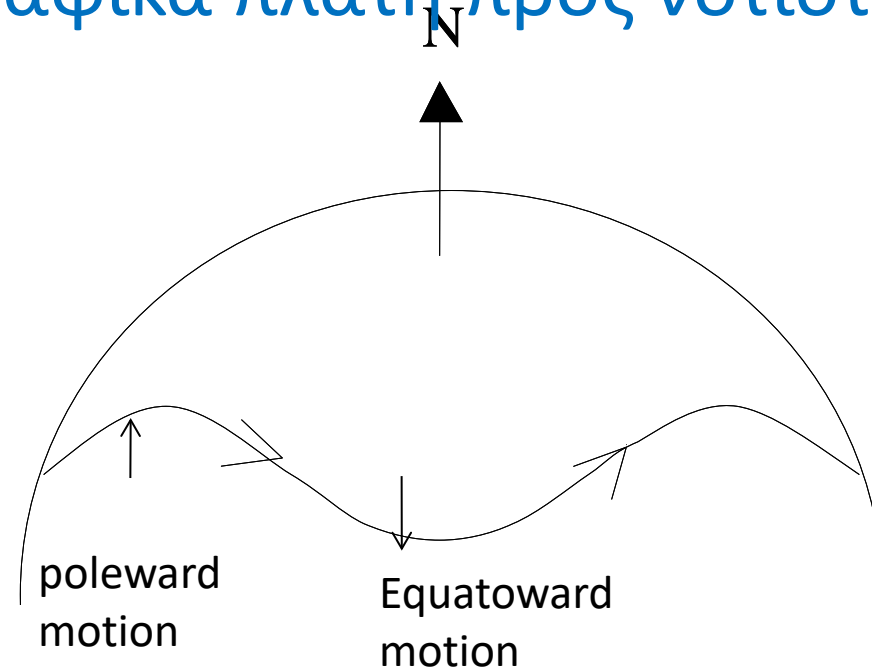
# Πως μεταβάλλεται ο σχετικός στροβιλισμός για ένα χαμηλό που κινείται από βορειότερα γεωγραφικά πλάτη προς νοτιότερα;

## Κίνηση προς τον ισημερινό:

- Όταν το  $\phi$  ελαττώνεται τότε και το  $f$  ελαττώνεται
- Για να διατηρηθεί ο απόλυτος στροβιλισμός η πρέπει το άθροισμα  $\zeta+f$  να παραμένει σταθερό
- Αρα ο σχετικός στροβιλισμός  $\zeta$  πρέπει να αυξάνει  $\zeta$

## Κίνηση προς τους πόλους

$f$  αυξάνει και  $\zeta$  ελαττώνεται



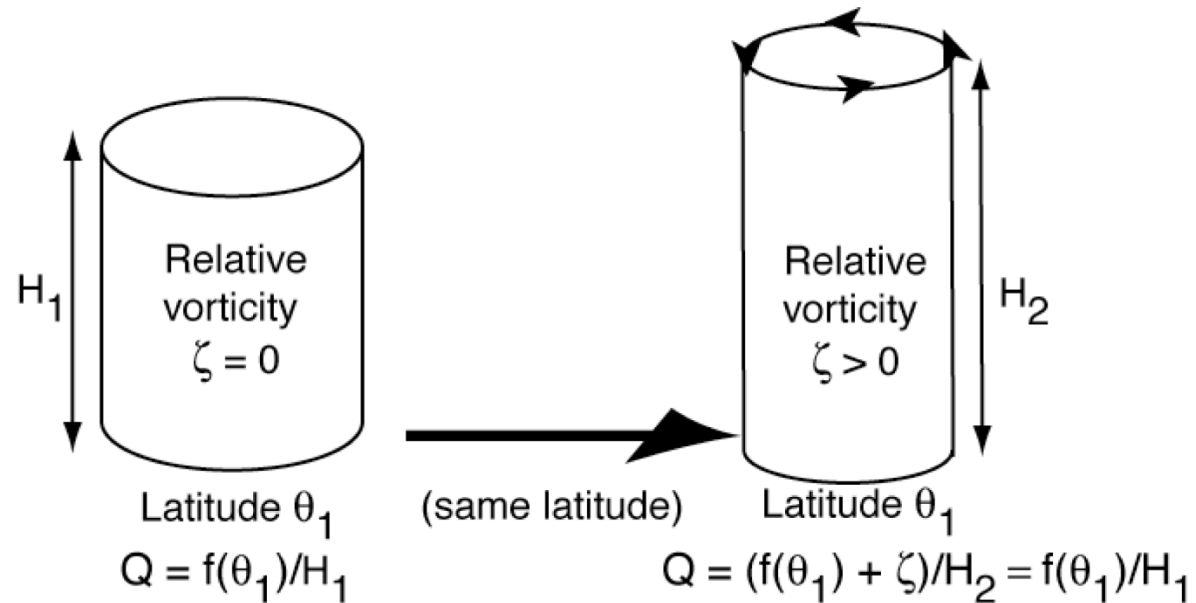
|  |                                     |
|--|-------------------------------------|
| $f > f_0$                              | $f < f_0$                           |
| $\zeta < 0$                            | $\zeta > 0$                         |
| Anticyclonic<br>Circulation<br>(ridge) | Cyclonic<br>Circulation<br>(trough) |

# Συμπεράσματα από τη διατήρηση του στροβιλισμού

Γενικά, θεωρώντας ότι ο στροβιλισμός  $J$  είναι θετικός σε κυκλωνική ροή και ότι η απόκλιση μιας αέριας μάζας συνεπάγεται ελάττωση του πάχους του στρώματος, καταλήγει κανείς στα εξής συμπεράσματα:

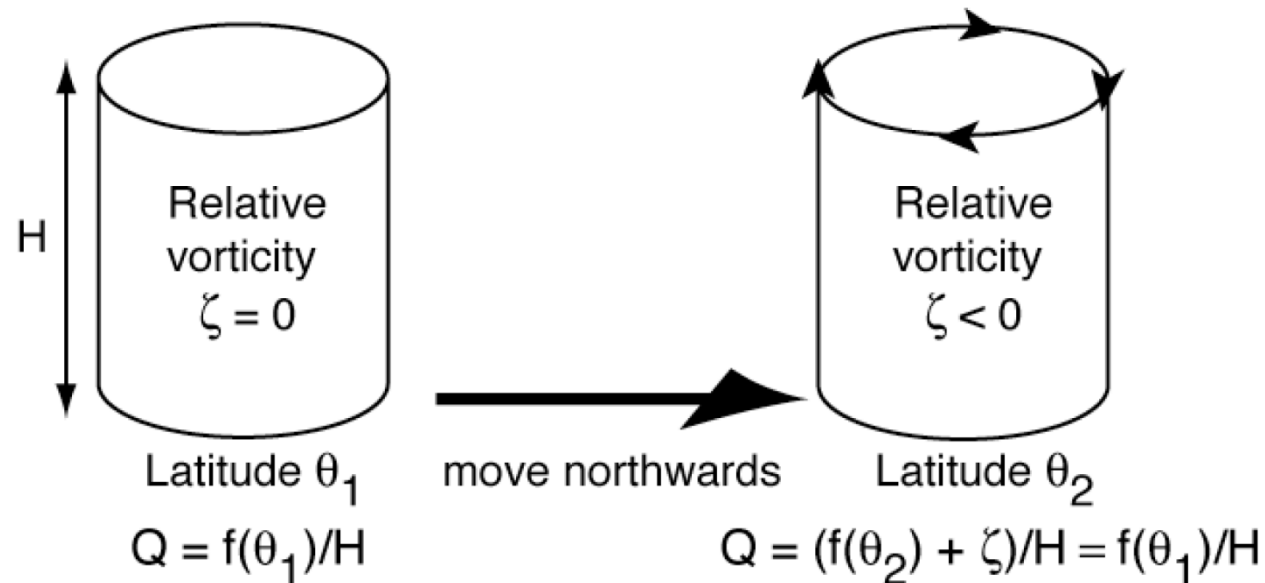
- Σε μετακινήσεις προς τους πόλους, το  $f$  αυξάνει. Έτσι πρέπει ή το  $J$  να ελαττώνεται ή το  $\delta z$  να αυξάνει ή να συμβαίνουν και τα δύο.
- Σε μετακινήσεις προς τον ισημερινό, το  $f$  ελαττώνεται. Έτσι πρέπει ή το  $J$  να αυξάνει ή το  $\delta z$  να ελαττώνεται ή να συμβαίνουν και τα δύο.
- Σε κατευθείαν ανατολικές ή δυτικές ροές, το  $f$  δεν αλλάζει. Έτσι, απόκλιση ελαττώνει το σχετικό στροβιλισμό  $J$  και σύγκλιση τον αυξάνει. Αυτό είναι αληθινό σε μικρές κυκλοφορίες, όπως οι καταιγίδες.

# Παραδείγματα διατήρησης του απόλυτου στροβιλισμού



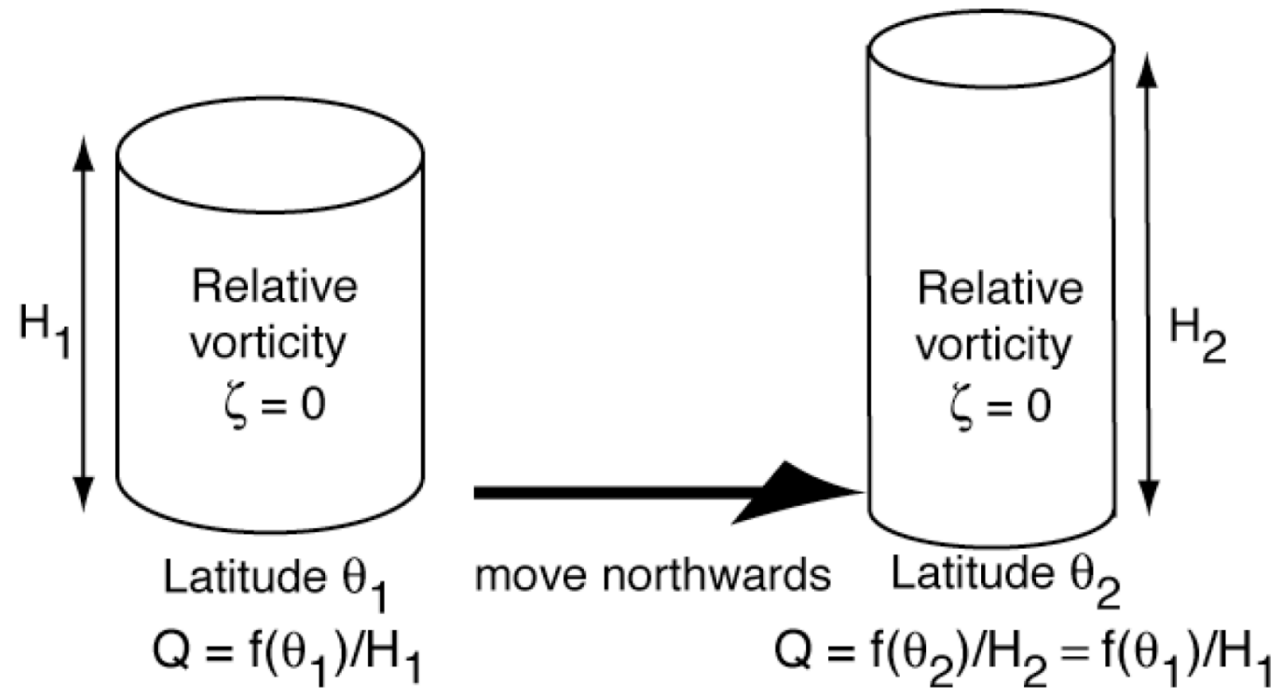
Conservation of potential vorticity  $Q$  in the absence of planetary vorticity change (northern hemisphere):  
balance of relative vorticity and stretching

# Παραδείγματα διατήρησης του απόλυτου στροβιλισμού



Conservation of potential vorticity  $Q$  in the absence of stretching (northern hemisphere):  
balance of planetary vorticity and relative vorticity

# Παραδείγματα διατήρησης του απόλυτου στροβιλισμού



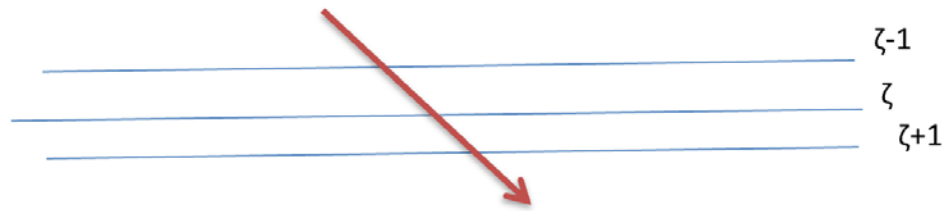
Conservation of potential vorticity  $Q$  in the absence of relative vorticity (northern hemisphere):  
balance of planetary vorticity and stretching

# Μεταφορά στροβιλισμού

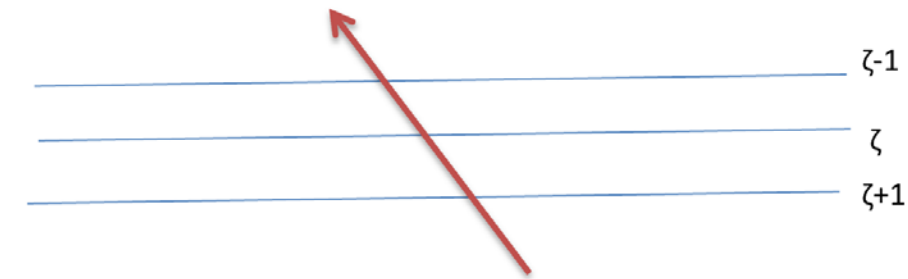
$$M = -\vec{V} \cdot \vec{\nabla}(J + f) = -|\vec{V}| |\vec{\nabla}(J + f)| \cos \varphi$$

όπου  $\vec{V}$  η ταχύτητα του ανέμου,  $\vec{\nabla}(J + f)$  η βαθμίδα μεταβολής του απόλυτου στροβιλισμού και  $\varphi$  η γωνία αυτών των δύο ανυσμάτων.

$$VA = -\vec{V} \cdot \vec{\nabla} \zeta \dots \dots \dots VA = -\vec{V} \cdot \vec{\nabla} \eta$$



$$NVA = VA < 0$$



$$PVA = VA > 0$$

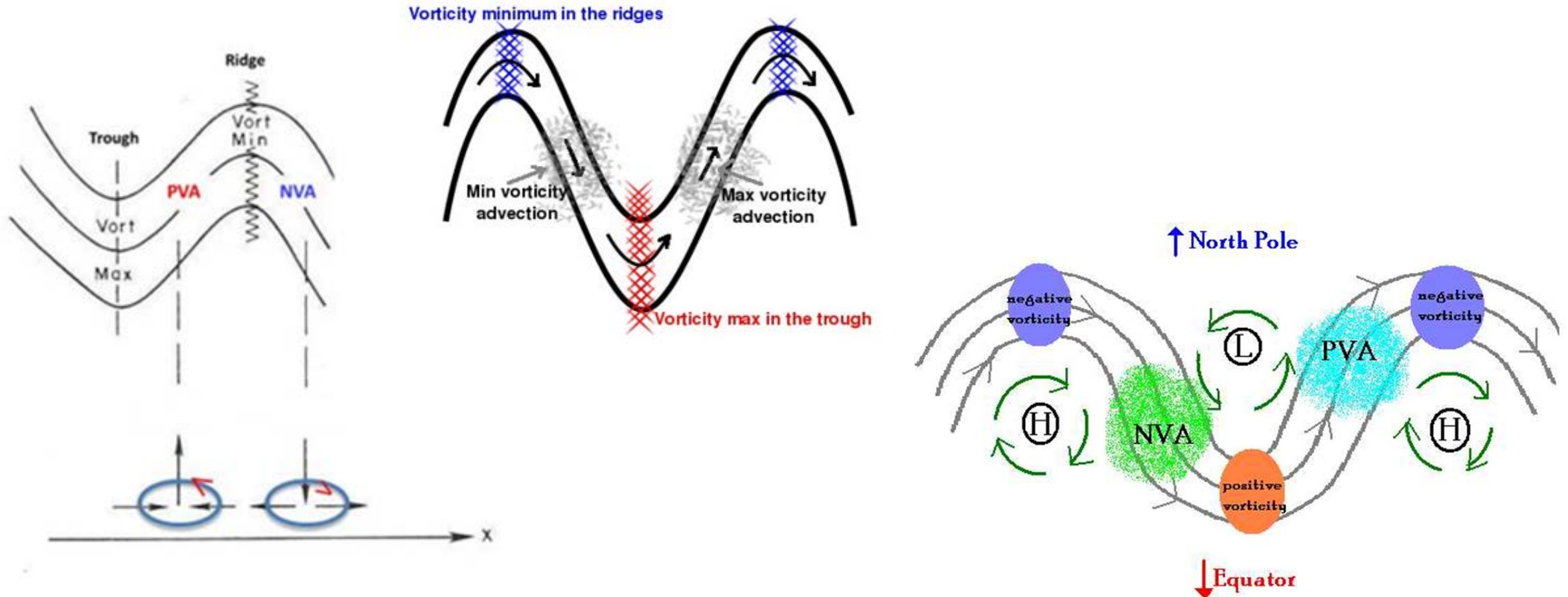


$$VA = 0$$

Για συνοπτικής κλίμακας συστήματα χρησιμοποιούμε το σχετικό στροβιλισμό

# Μεταφορά στροβιλισμού στα 500 hPa

Στους χάρτες των 500 hPa μπορούν να χαραχθούν οι ισοπληθείς καμπύλες του απόλυτου στροβιλισμού (η τιμή του είναι της τάξης του  $10^{-5} \text{ sec}^{-1}$ ) από όπου εύκολα μπορεί να προσδιορισθεί η μεταφορά.



# Θετική – αρνητική μεταφορά στροβιλισμού

**Θετική μεταφορά στροβιλισμού (PVA)** σημαίνει ότι εκεί

- θα υπάρχουν έντονες ανοδικές κινήσεις άρα νέφωση και βροχή
- περιοχές μέγιστου στροβιλισμού και προς τα ανατολικά

Περιοχές με μέγιστο στροβιλισμό όπως είναι τα troughs έχουν θετική μεταφορά στο μπροστινό τμήμα τους όπου παρατηρείται απόκλιση σε ύψη πάνω από τα 500 hPa. Αντίθετα στην επιφάνεια θα δημιουργείται σύγκλιση και πτώση της πίεσης και ένα ρεύμα κατακόρυφο θα τείνει να δημιουργηθεί στην περιοχή

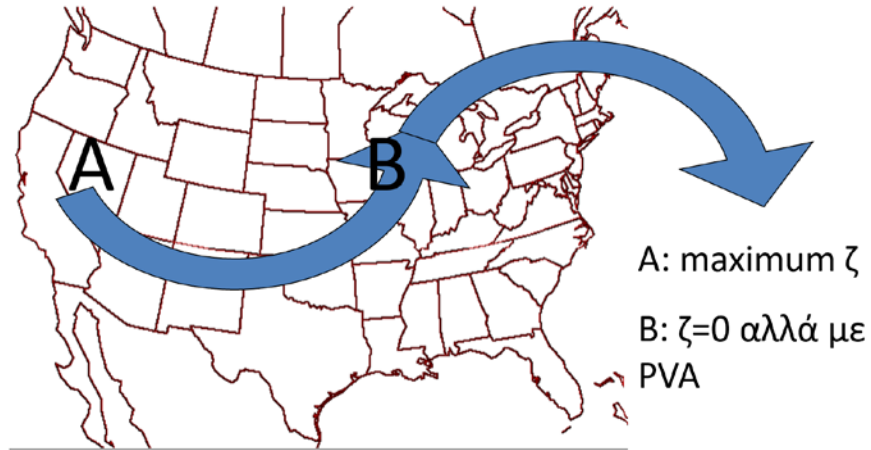
**Αρνητική μεταφορά στροβιλισμού (NVA)**

- η περιοχή χαρακτηρίζεται από καθοδικά ρεύματα και γενικά αίθριο καιρό
- περιοχές ελάχιστου στροβιλισμού και προς τα ανατολικά

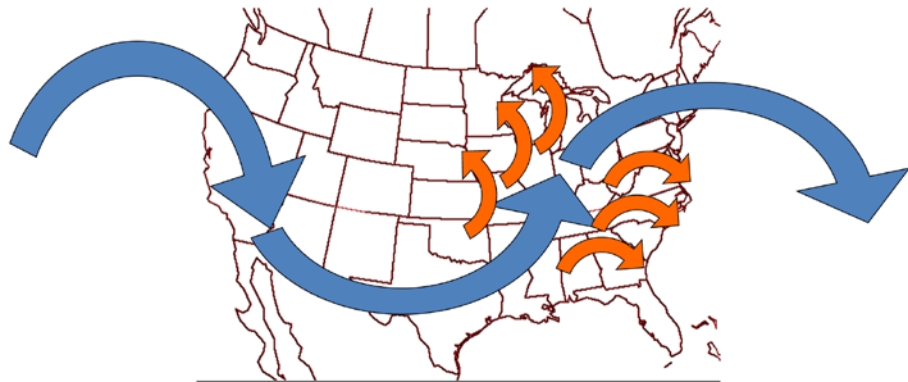
Περιοχές με ελάχιστο στροβιλισμό, όπως είναι τα ridges, έχουν αρνητική μεταφορά στροβιλισμού στο μπροστινό μέρος τους, όπου παρουσιάζεται ψηλά σύγκλιση και καθοδικές κινήσεις και στην επιφάνεια απόκλιση και άνοδος της πίεσης

# Τι είναι το PVA;

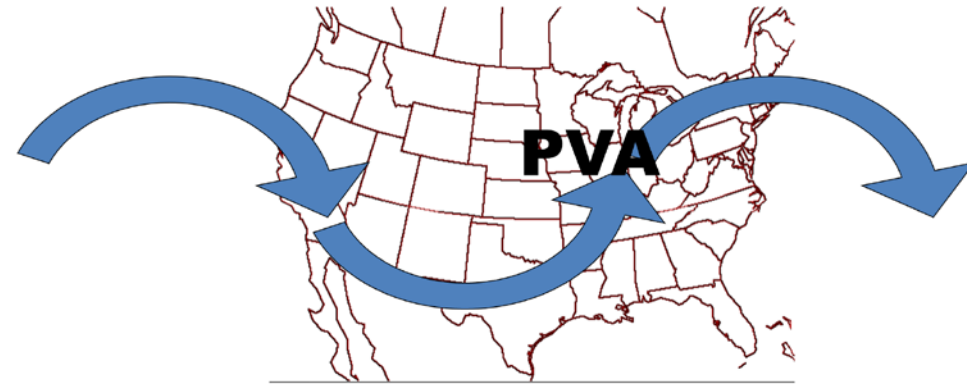
- Μεταφορά αέρα με μεγαλύτερο στροβιλισμό



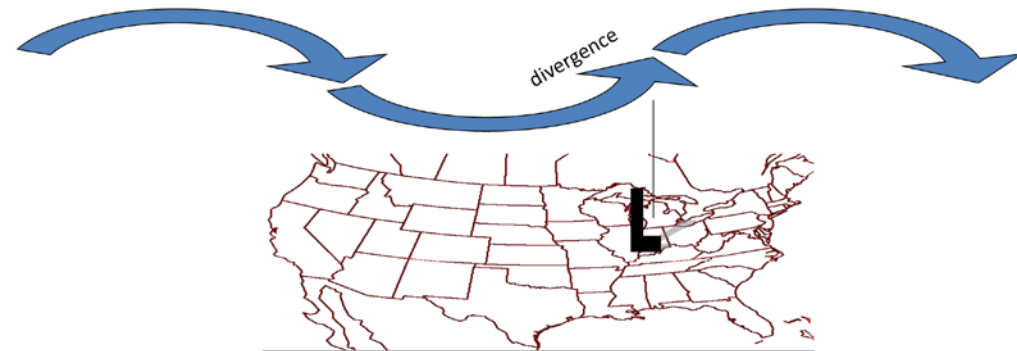
Αυτό γίνεται με απόκλιση!!!



Στην περιοχή με PVA ο αέρας πρέπει να χάσει spin!



...και χαμηλή πίεση στην επιφάνεια!

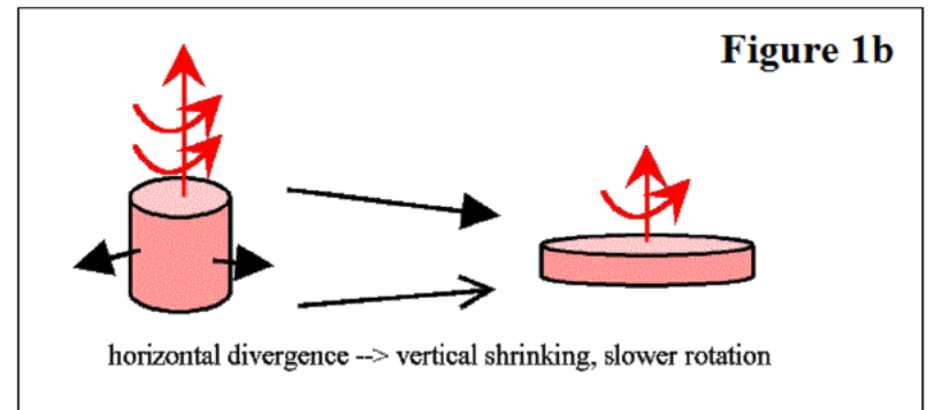
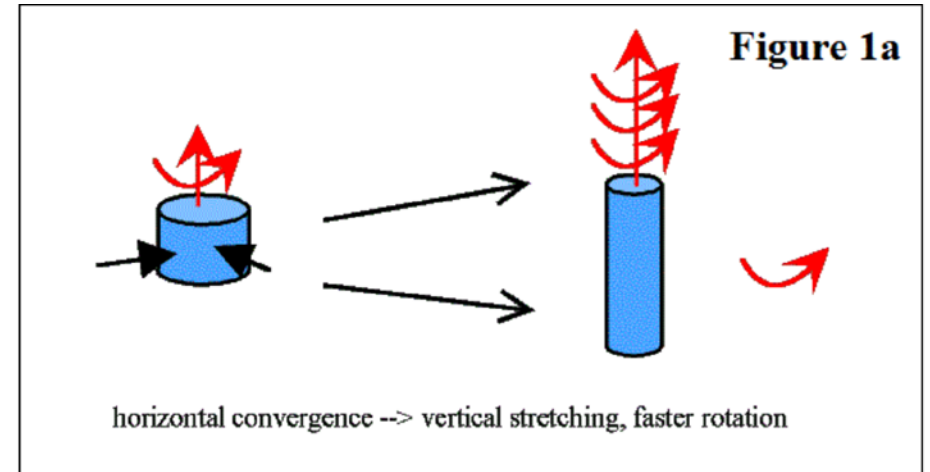


# Σχέση μεταξύ στροβιλισμού, σύγκλισης και κατακόρυφης κίνησης

Από την εξίσωση του στροβιλισμού φαίνεται ότι η μεταβολή του στροβιλισμού ενός αέριου σωματιδίου που ακολουθεί την κίνηση είναι ανάλογη με το μείον της απόκλισης.

Σε συνοπτική κλίμακα, αυτός ο όρος είναι ο πιο σημαντικός. Έτσι:

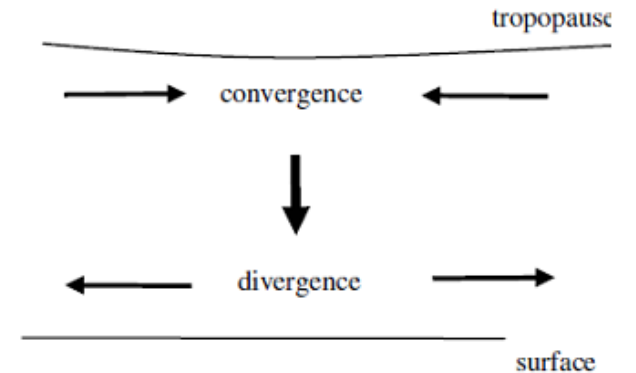
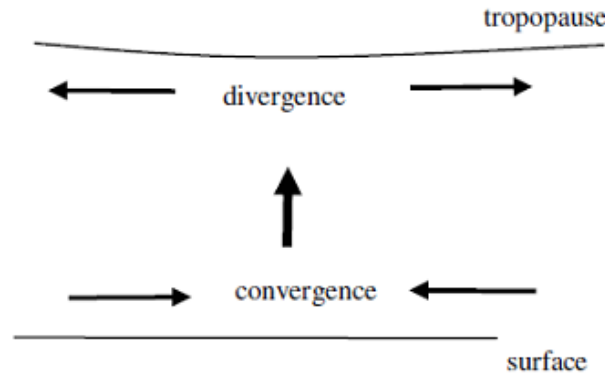
- ένα ρευστό σωματίδιο που συγκλίνει οριζόντια, αποκλίνει κατακόρυφα και από την εξίσωση στροβιλισμού προκύπτει ότι η περιστροφή του σωματιδίου αλλάζει επίσης και γίνεται πιο κυκλωνική (figure 1a).
- αντίθετα, ένα σωματίδιο που αποκλίνει οριζόντια, συγκλίνει (συρρικνώνεται), και αποκτά μεγαλύτερο αρνητικό - αντικυκλωνικό στροβιλισμό (figure 1b).



# Σχέση μεταξύ στροβιλισμού, σύγκλισης και κατακόρυφης κίνησης

Η σχέση μεταξύ της μεταβολής του στροβιλισμού και της απόκλισης είναι πολύ σημαντική, επειδή στον κινούμενο αέρα, τα σωματίδια παραμορφώνονται συνεχώς, υφίστανται (οριζόντια) απόκλιση ή σύγκλιση. Δηλαδή,

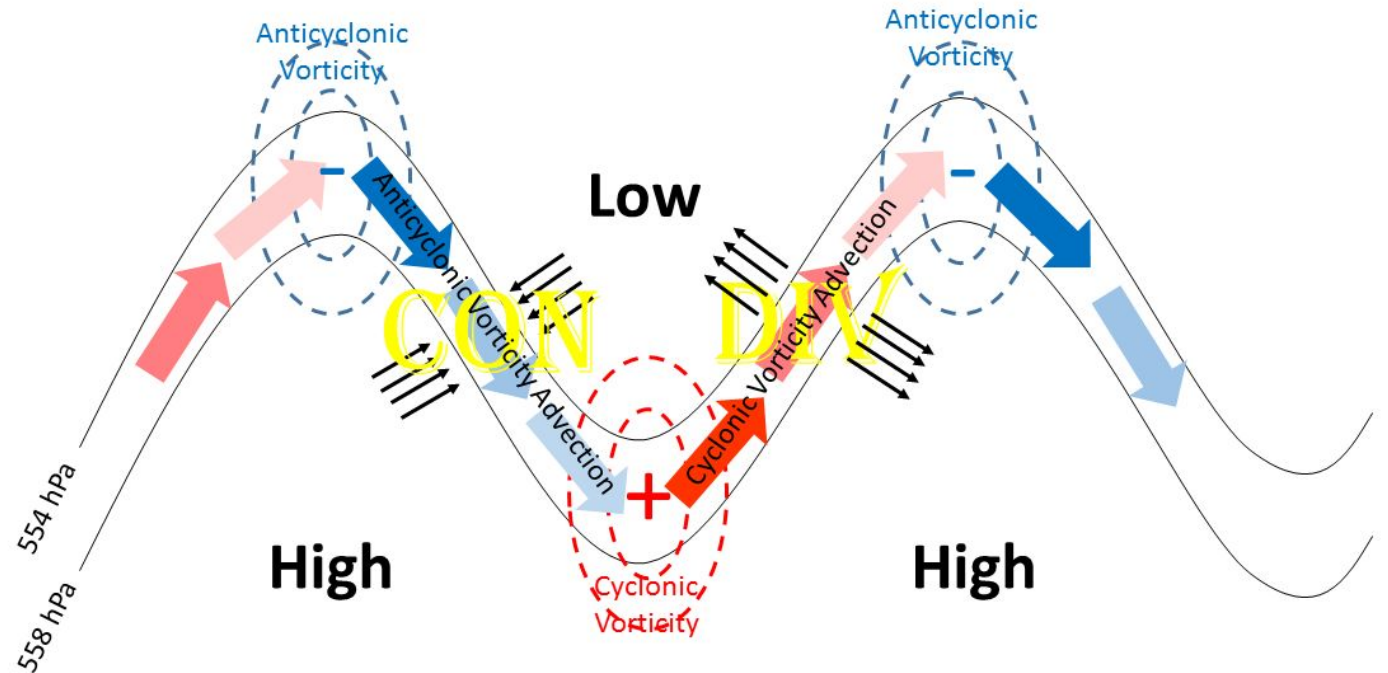
- η ανοδική κίνηση σε ένα μεσαίο επίπεδο δείχνει οριζόντια σύγκλιση από κάτω και απόκλιση από πάνω,
- η καθοδική κίνηση έχει απόκλιση από κάτω και σύγκλιση από πάνω.



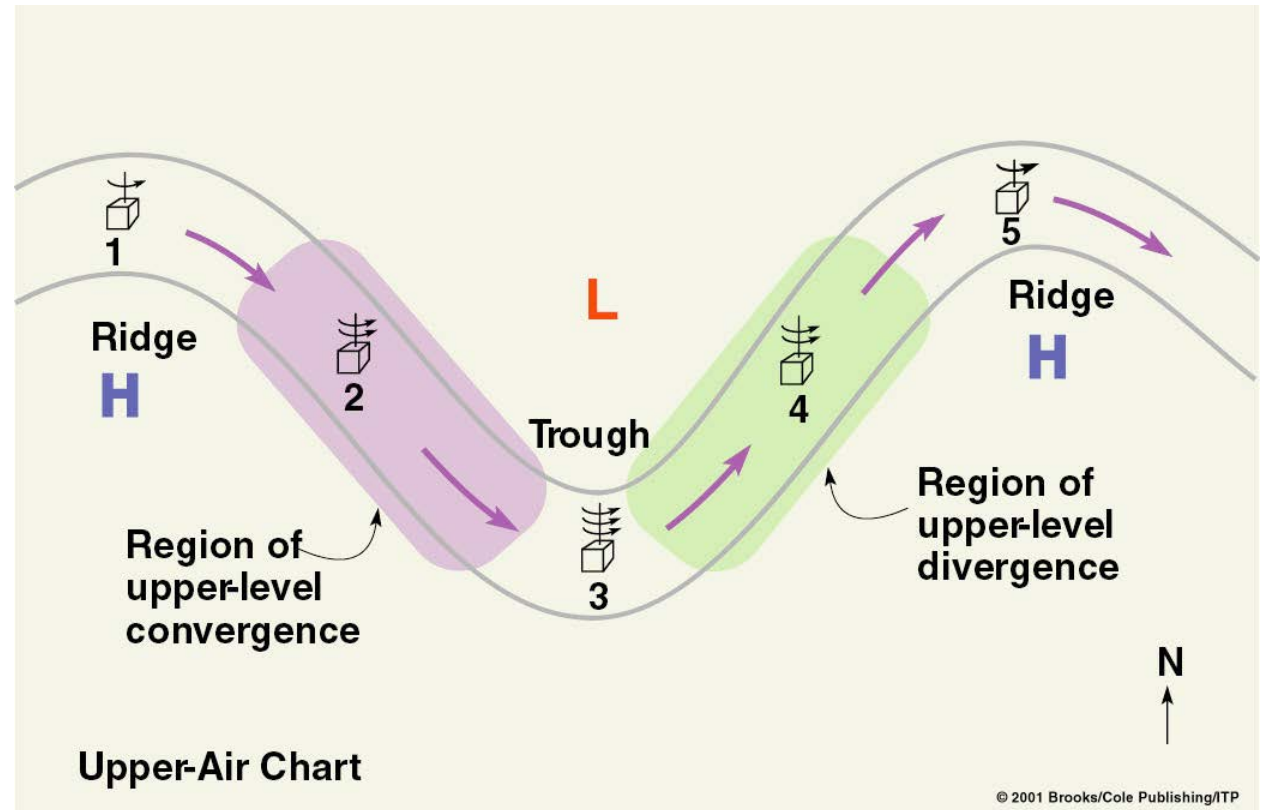
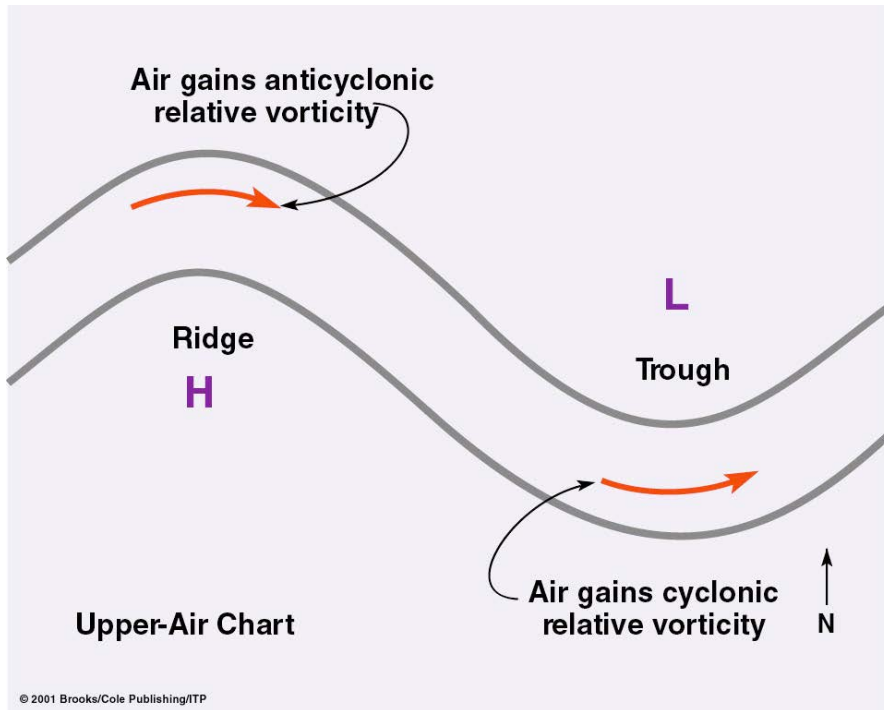
# Σχέση μεταξύ στροβιλισμού, σύγκλισης και κατακόρυφης κίνησης

• Η θετική (κυκλωνική) μεταφορά στροβιλισμού που αυξάνεται με το ύψος αποτελεί ένδειξη **ανοδικών** αέριων μαζών (οριζόντια απόκλιση κοντά στην τροπόπαυση και σύγκλιση κοντά στο έδαφος).

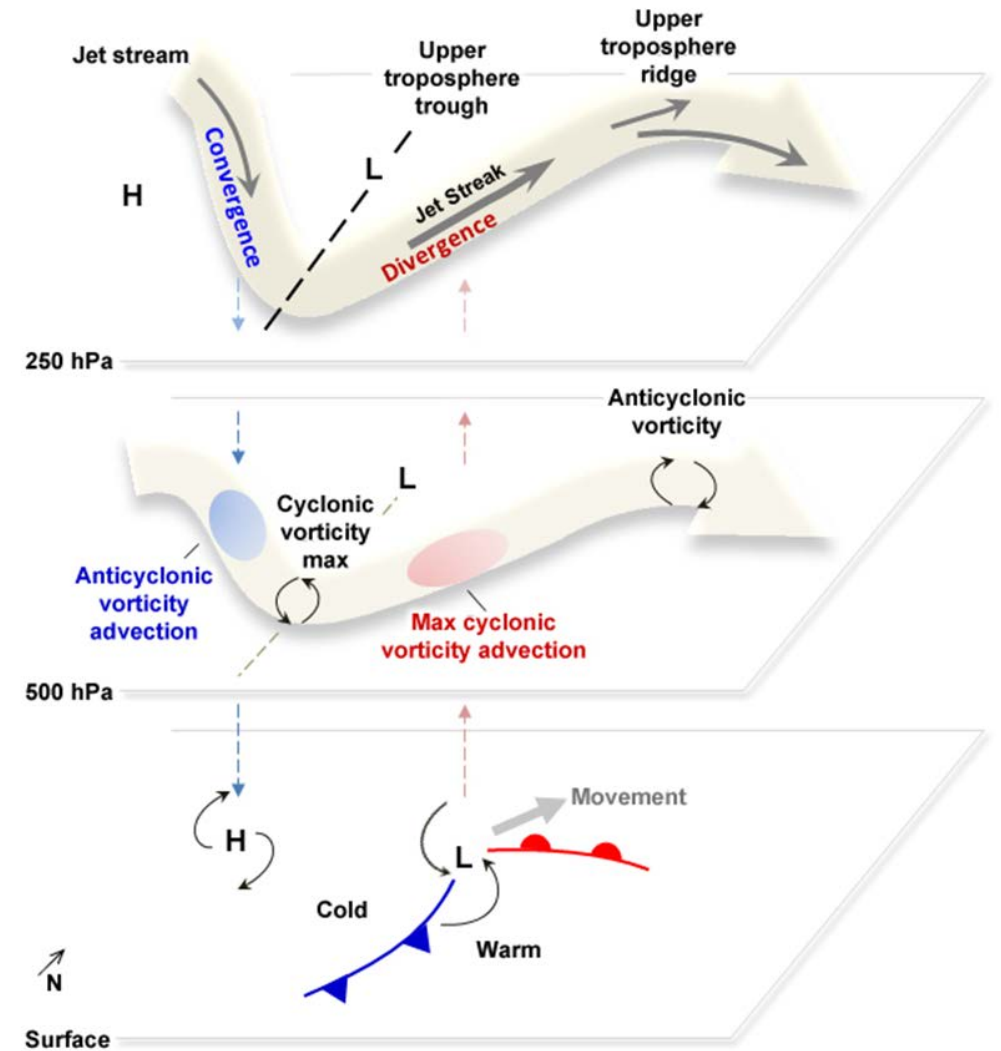
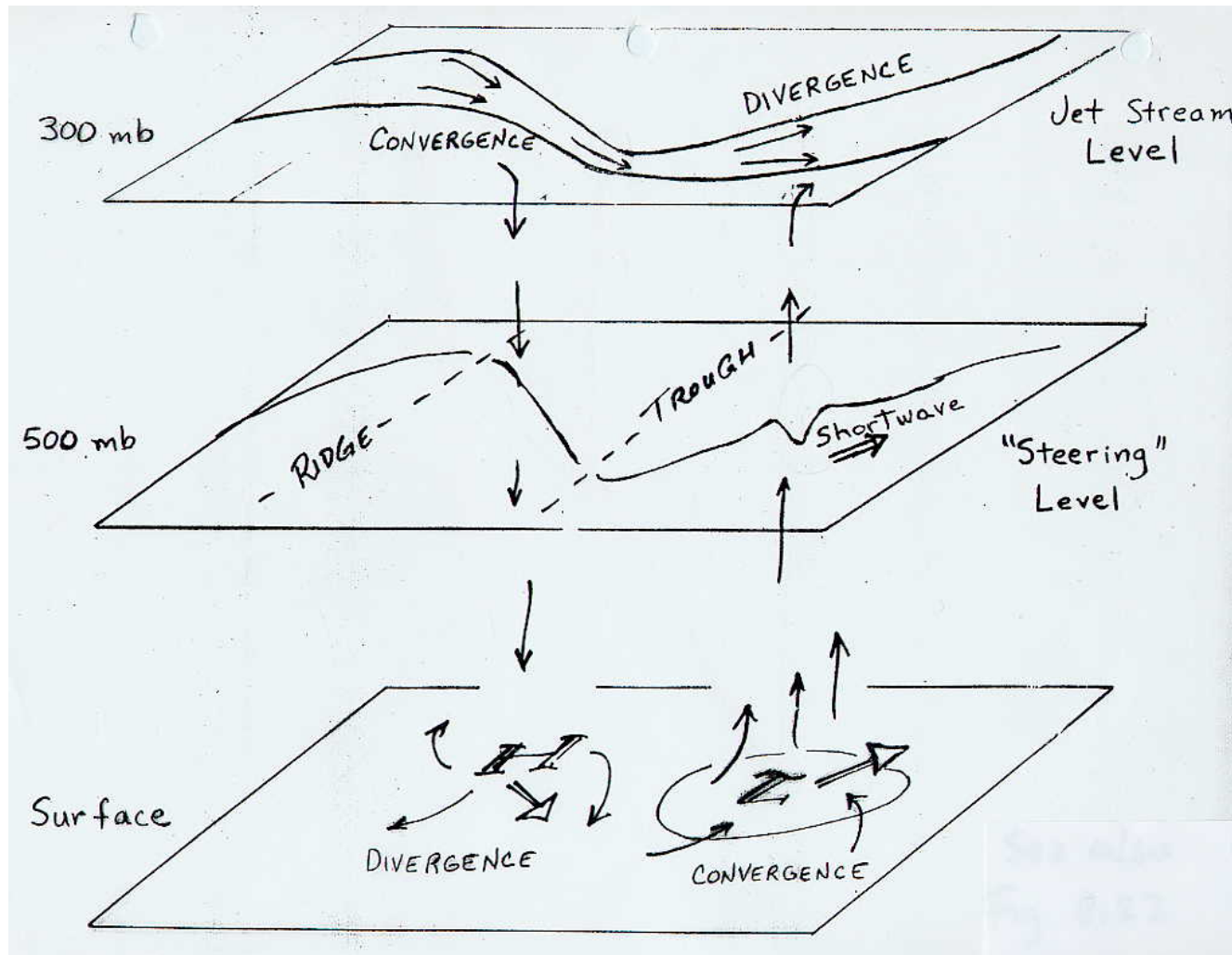
• Η αρνητική (αντικυκλωνική) μεταφορά στροβιλισμού που αυξάνεται με το ύψος αποτελεί ένδειξη **καθοδικών** αέριων μαζών (σύγκλιση ψηλά και απόκλιση κοντά στο έδαφος).



# Σχέση μεταξύ στροβιλισμού, σύγκλισης και κατακόρυφης κίνησης

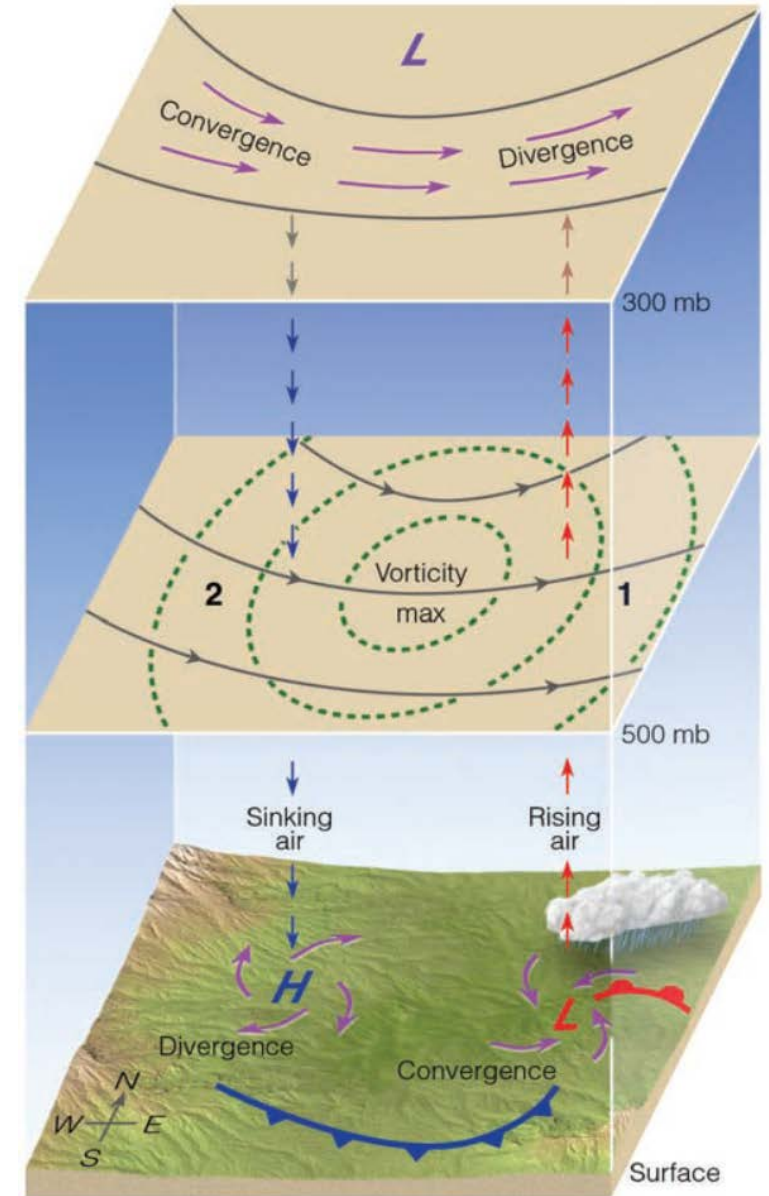
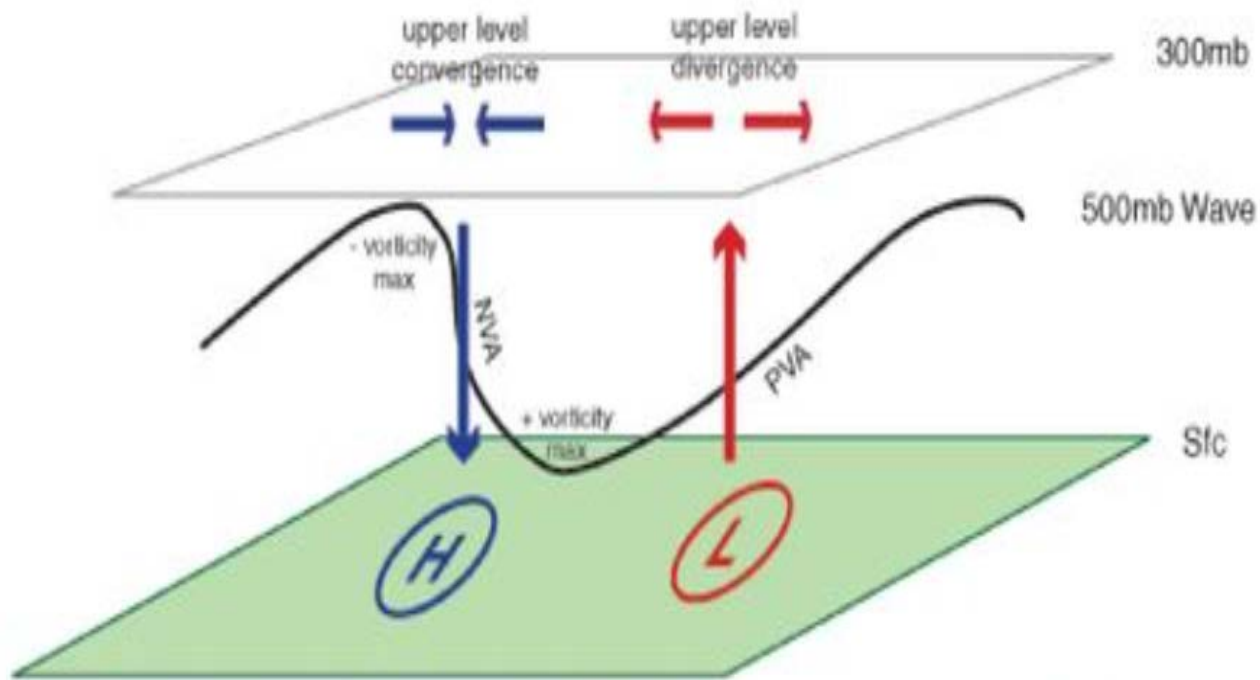


# Κυκλογένεση: δημιουργία ύφεσης ή ενίσχυση υπάρχουσας κυκλωνικής κυκλοφορίας



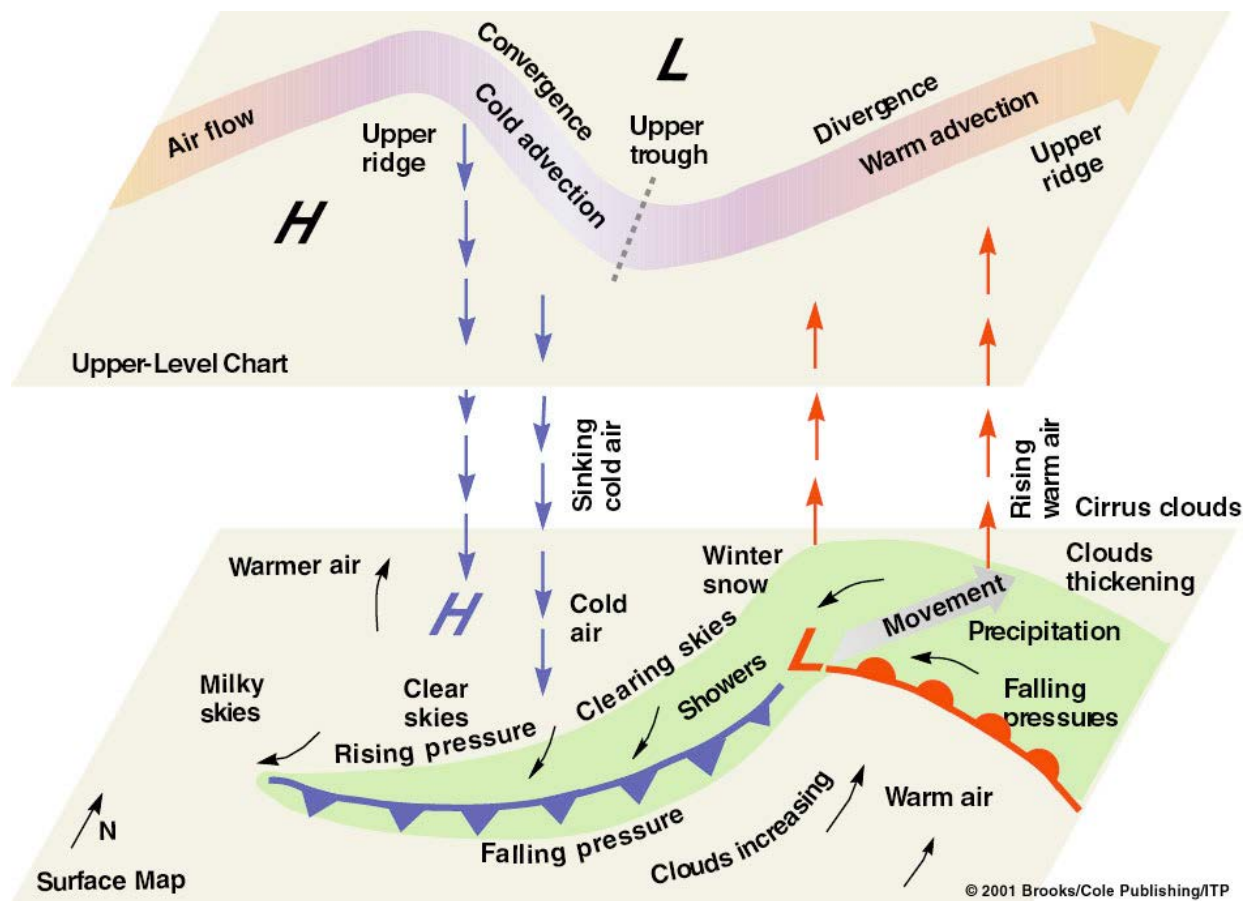
# Κυκλογένεση

Κατανομή στροβιλισμού σε trough/ridge



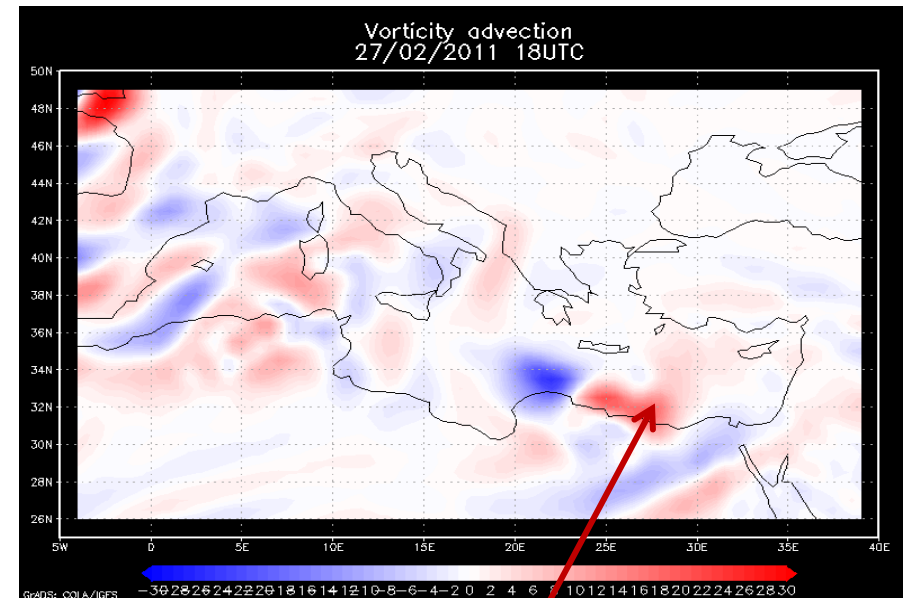
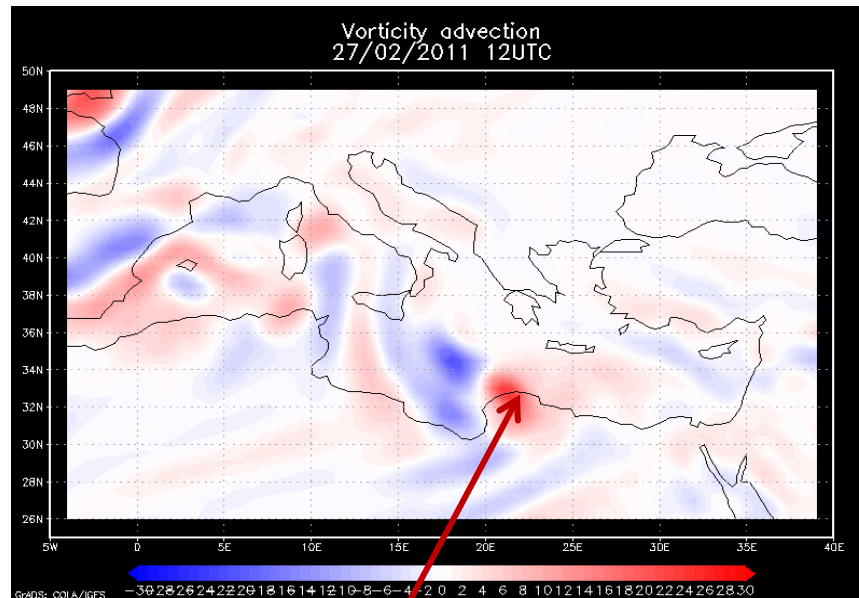
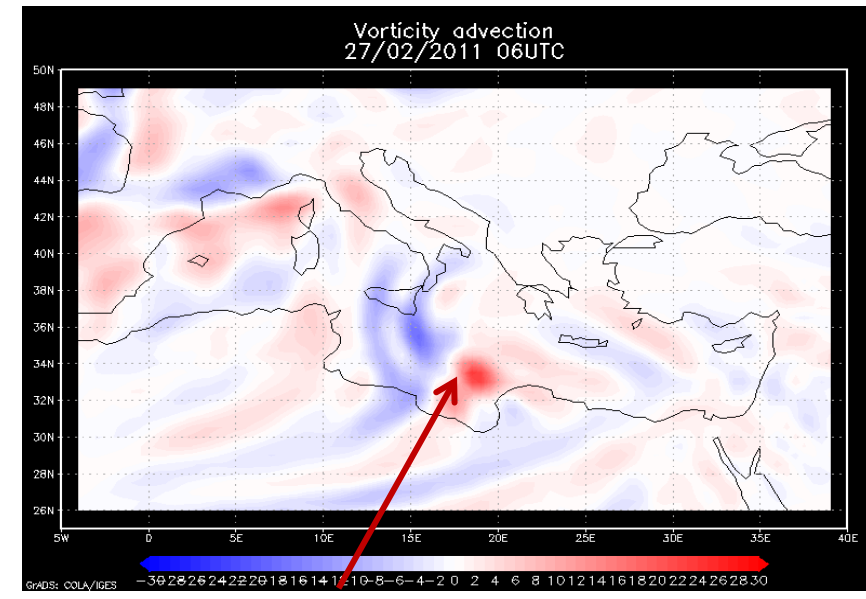
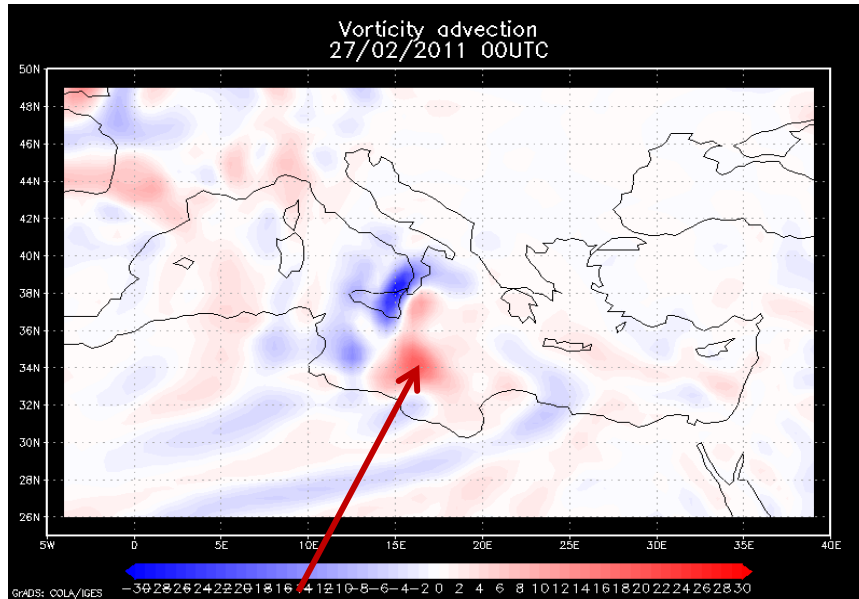
Σχέση κυκλογένεσης και στροβιλισμού

# Κυκλογένεση

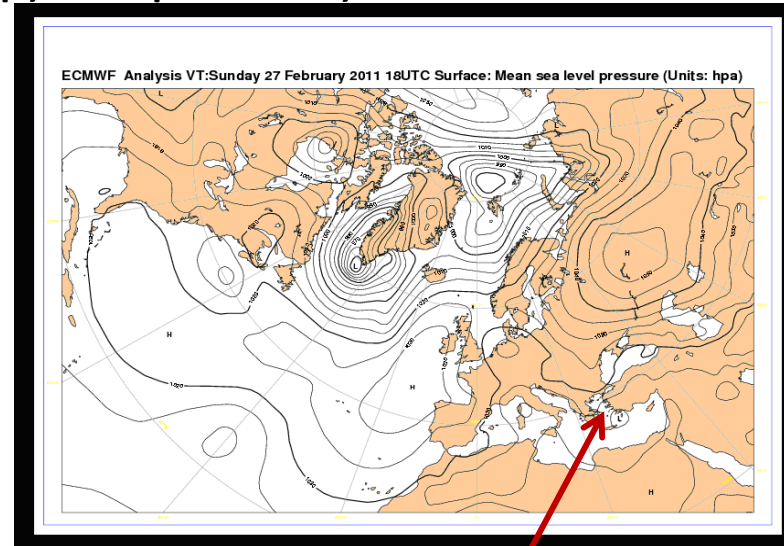
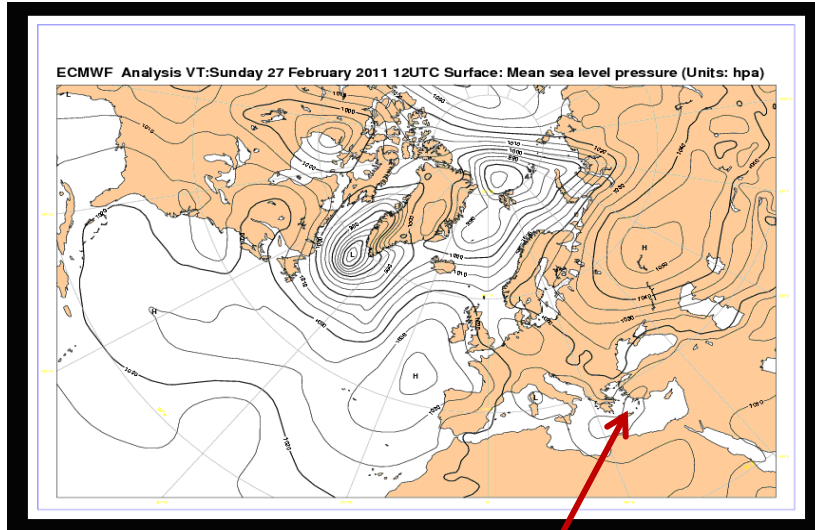


# Παράδειγμα

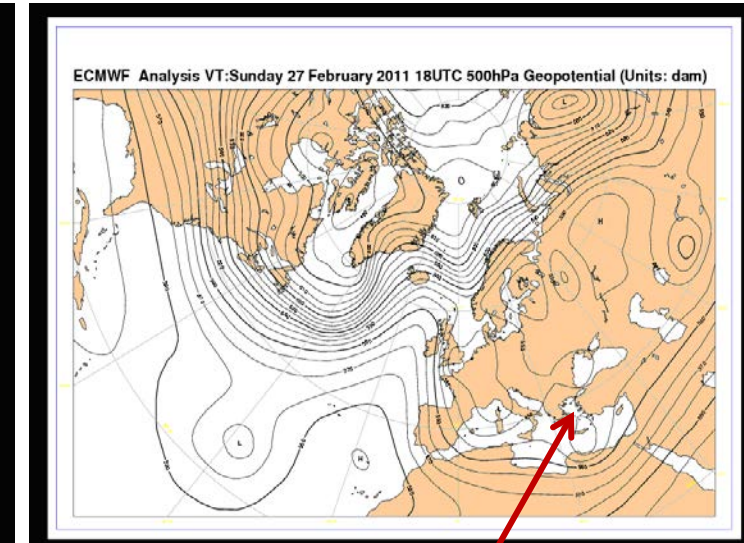
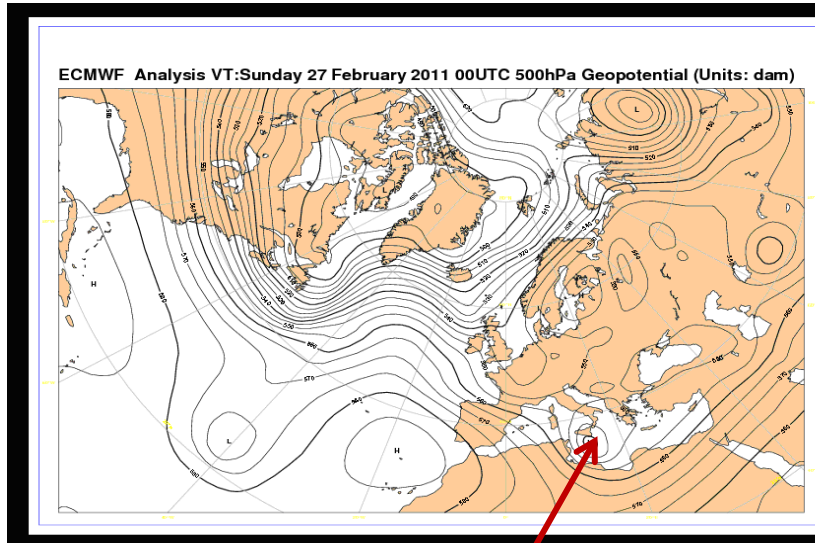
## Μεταφορά στροβιλισμού στα 500 hPa σε μια περίπτωση χαμηλού που επηρέασε την Κρήτη και προκάλεσε πλημμύρες



# Χάρτης επιφανείας

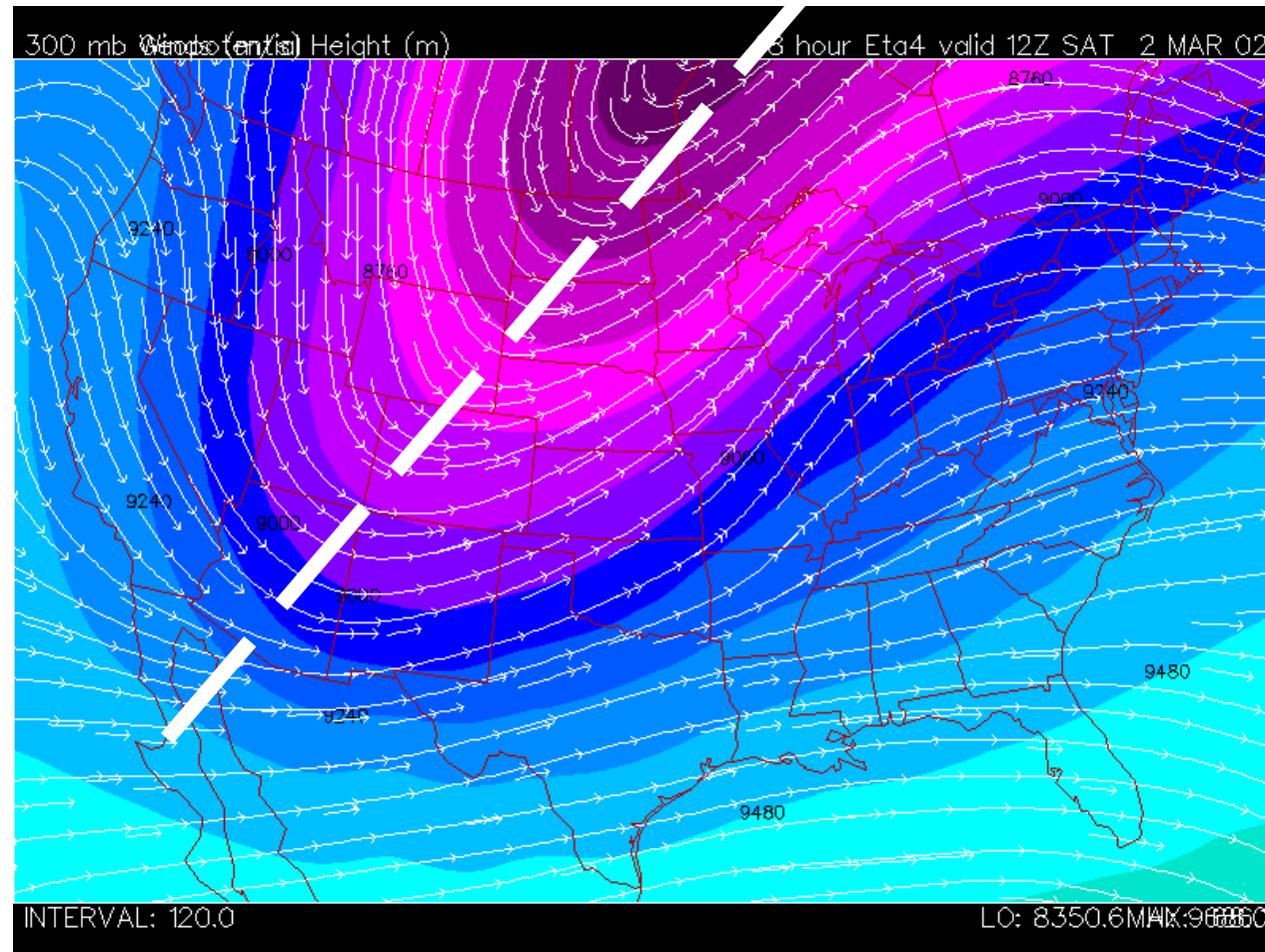


# Χάρτης 500 hPa

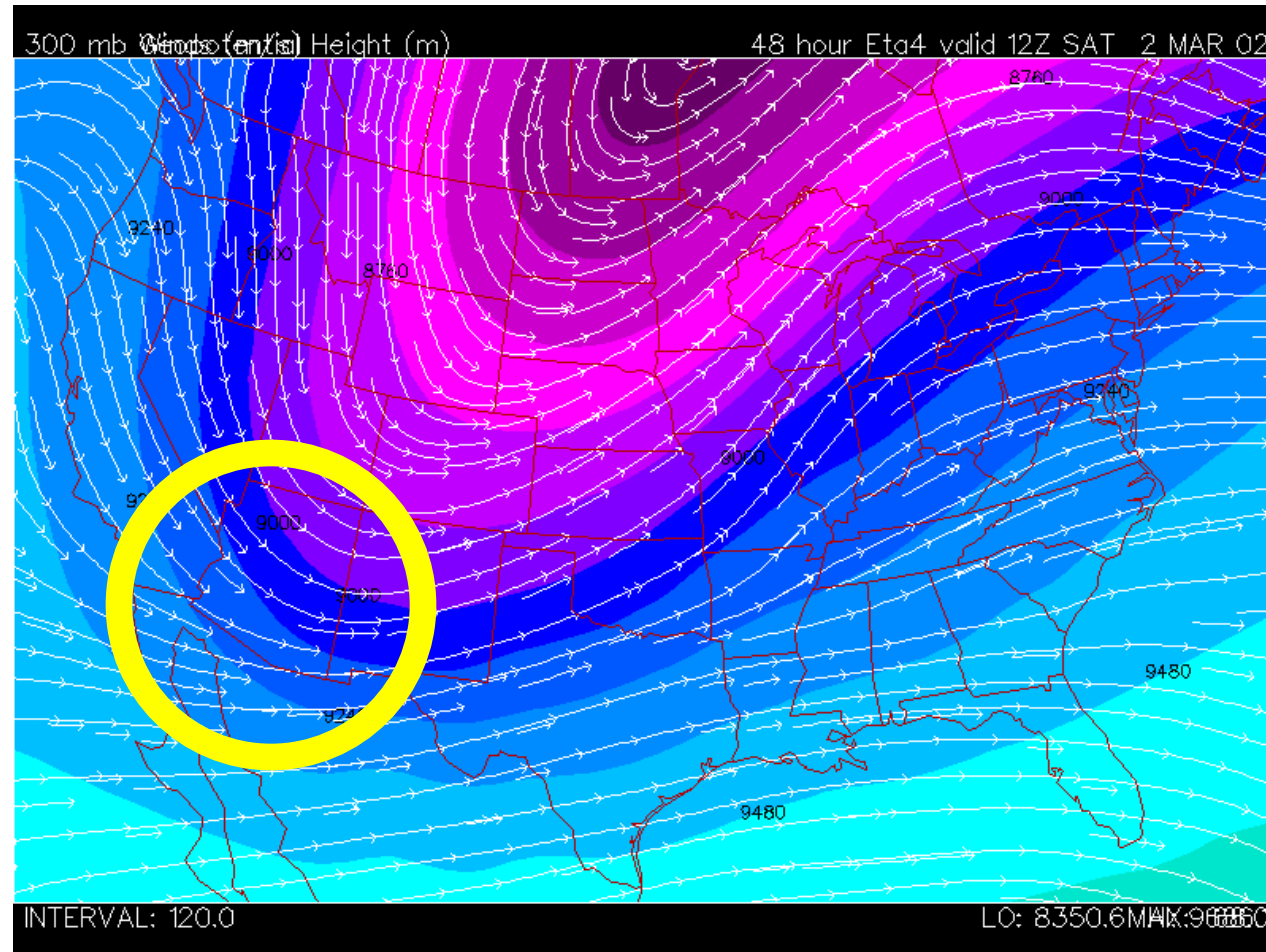


# Παράδειγμα

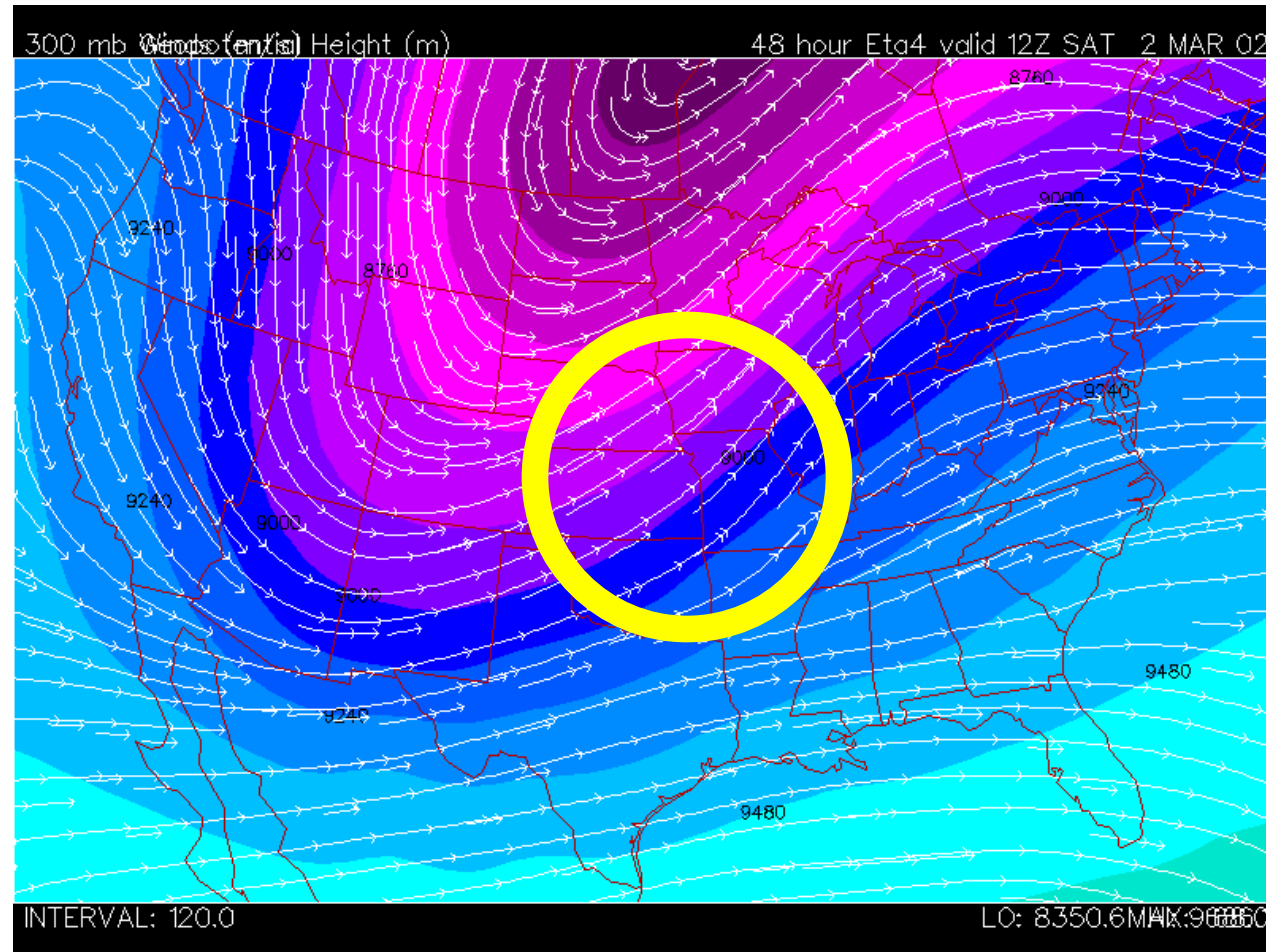
Μια μεγάλη trough στα Βραχώδη Όρη



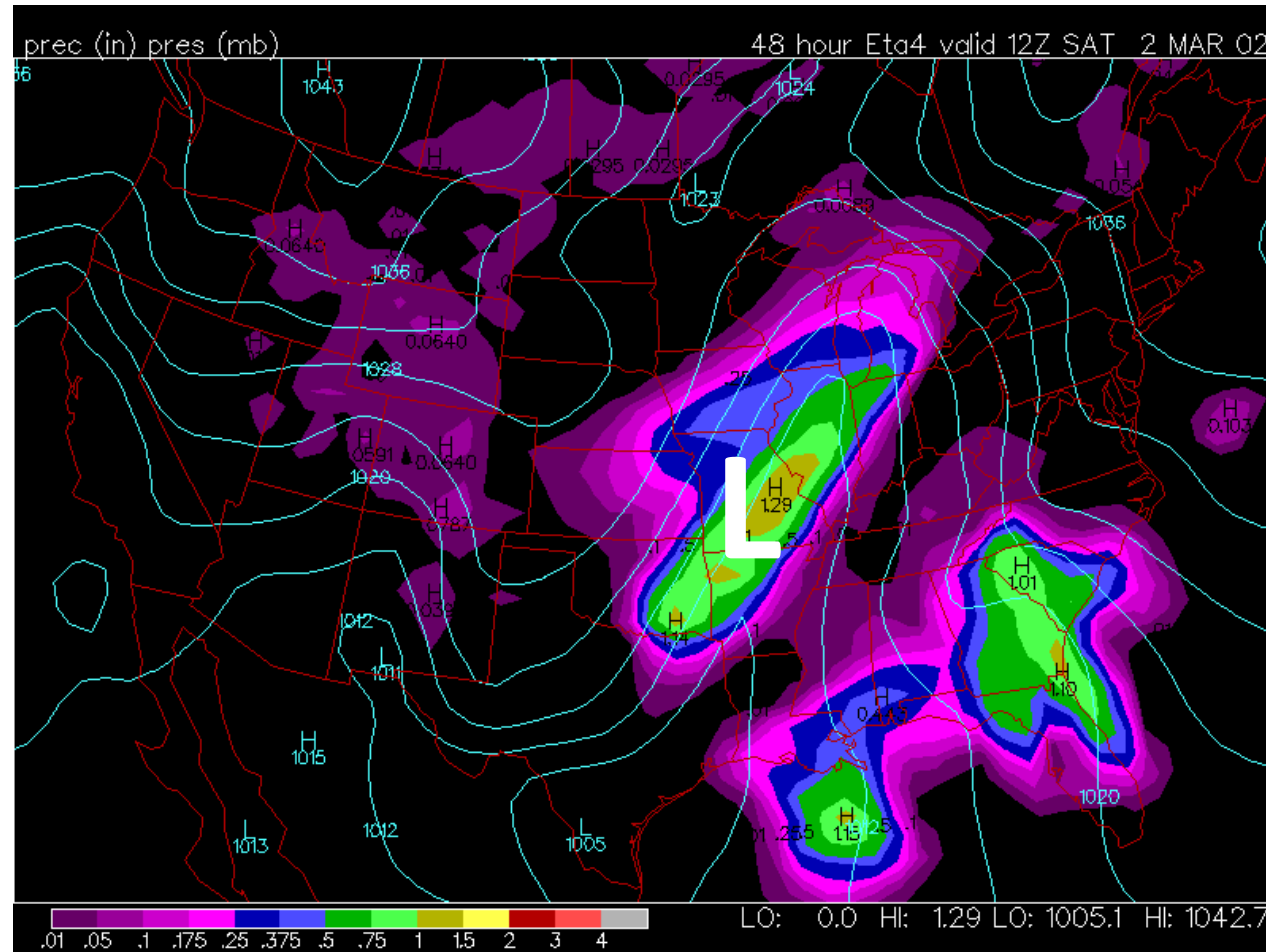
# Θετικός στροβιλισμός στη βάση της trough



# Θετική μεταφορά στροβιλισμού μπροστά από την trough



# Χαμηλό στην επιφάνεια και βροχόπτωση εκτεταμένη στην επιφάνεια



## Συμπερασματικά για επιφανειακή ύφεση

- Η θέση της επιφανειακής ύφεσης σε σχέση με τα ανώτερα στρώματα καθορίζει την ανάπτυξή της
- Μια επιφανειακή ύφεση ενισχύεται αν βρίσκεται κάτω από μια περιοχή ισχυρής θετικής μεταφοράς στροβιλισμού (PVA), και εξασθενεί όταν βρίσκεται κάτω από μια περιοχή αρνητικής μεταφοράς στροβιλισμού (NVA)
- Μια ύφεση συνεχίζει να ενισχύεται όσο επικρατούν ευνοϊκές συνθήκες στα ανώτερα στρώματα (δηλαδή όσο επικρατεί PVA και όχι μόνο να υπάρχει θετικός στροβιλισμός)

# Κατακόρυφη κίνηση

Για κινήσεις συνοπτικής κλίμακας η κατακόρυφη συνιστώσα της ταχύτητας είναι τυπικά της τάξης των μερικών cm/s. Οι ραδιοβολίσεις όμως δίνουν την ταχύτητα του ανέμου με ακρίβεια περίπου 1 m/s. Έτσι, γενικά, η κατακόρυφη ταχύτητα δεν μετριέται άμεσα αλλά έμμεσα.

- Σε καρτεσιανό σύστημα συντεταγμένων η κατακόρυφη ταχύτητα :

$$w = dz/dt \text{ (m/s)}$$

- Σε ισοβαρικό σύστημα συντεταγμένων η κατακόρυφη ταχύτητα :

$$\omega = dp/dt \text{ (Pa/s)}$$

- Σε μια πρώτη προσέγγιση, σε σύστημα συντεταγμένων (x,y,P) ισχύει :

$$\omega = - \rho g w$$

όπου  $\omega$  και  $w$  οι κατακόρυφες ταχύτητες.

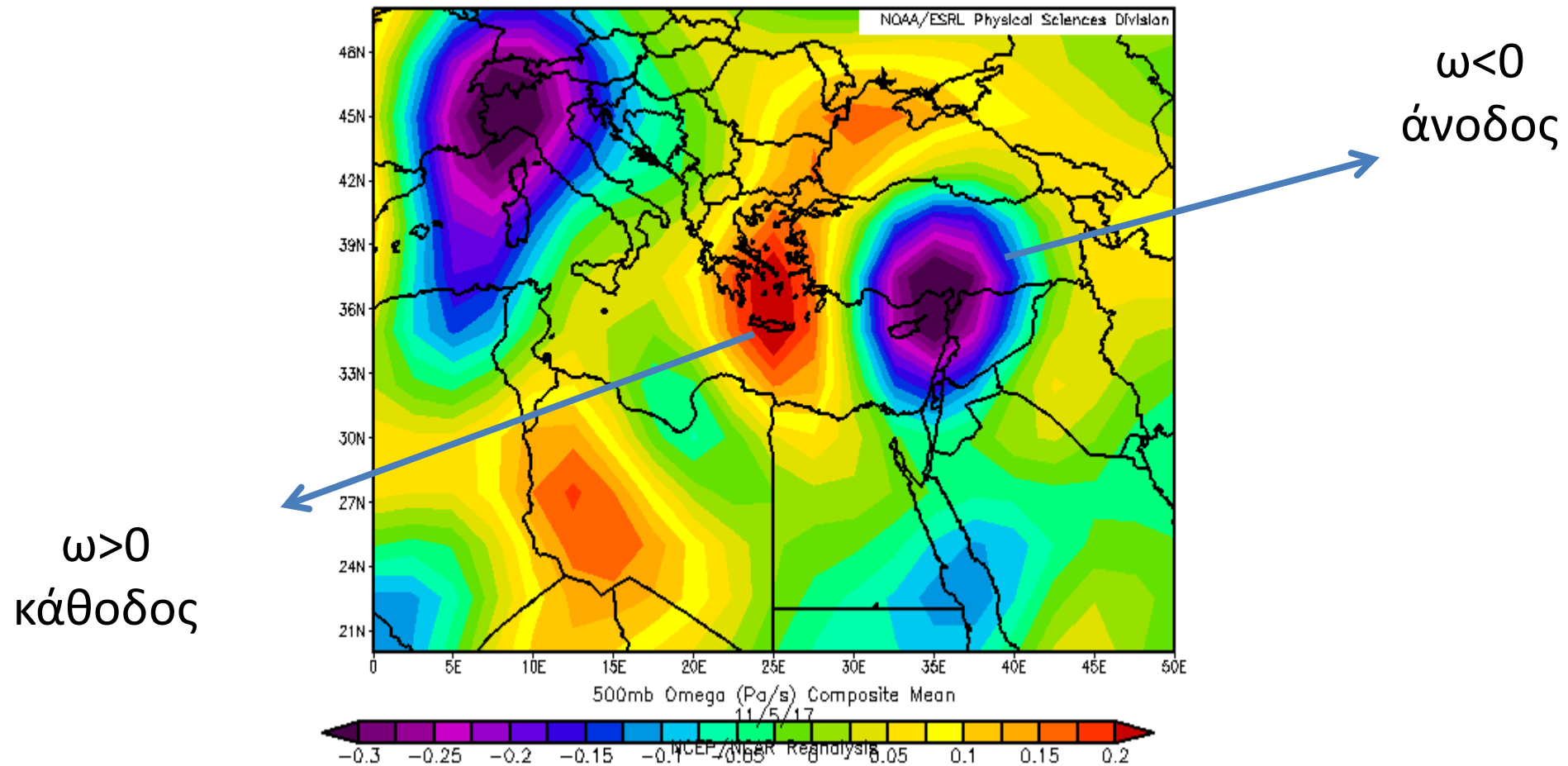
# Αποτύπωση της κατακόρυφης ταχύτητας

Κατακόρυφη ταχύτητα  $w$  σε χάρτη ισοβαρικό :  $w \sim -\omega$

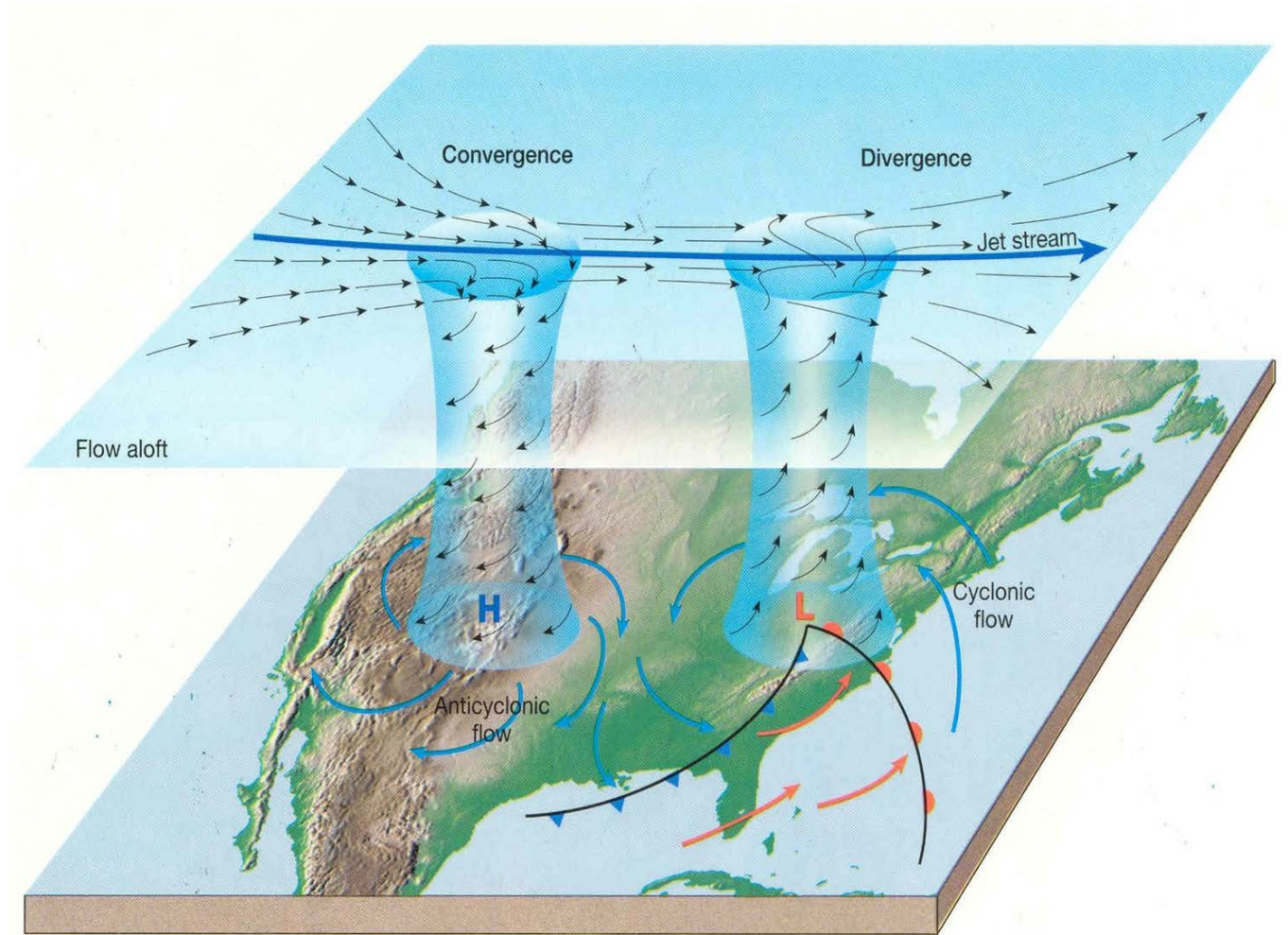
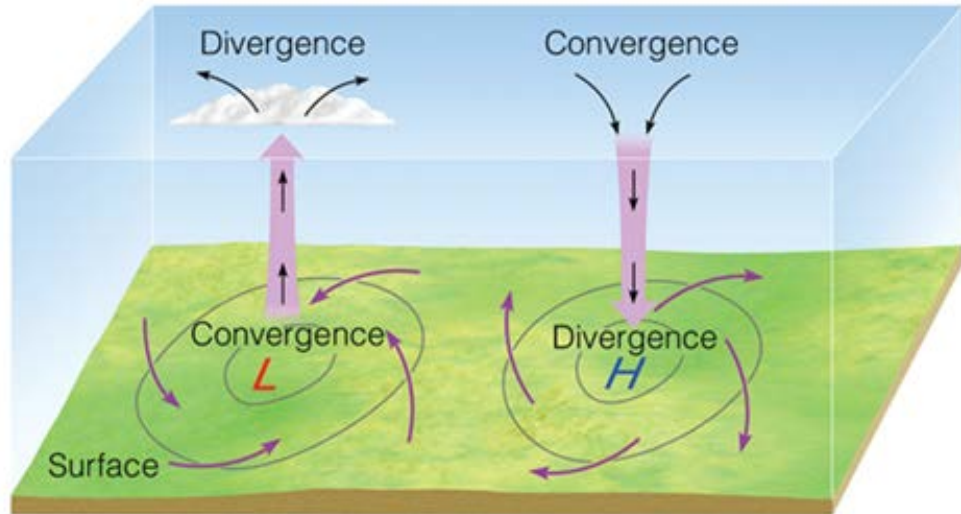
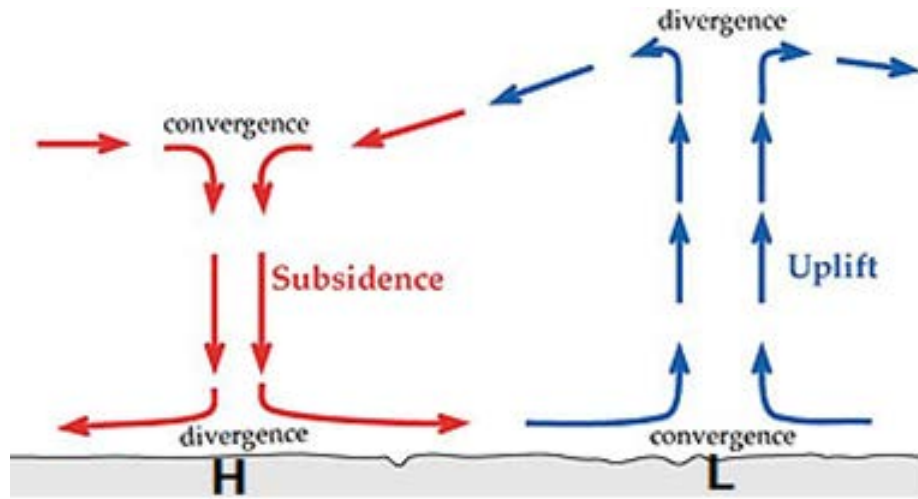
$w > 0 \rightarrow \omega < 0$  άνοδος και  $w < 0 \rightarrow \omega > 0$  κάθοδος

- **Ανοδικές** κινήσεις συμβαίνουν όταν  $w > 0$  ή  $\omega < 0 \rightarrow$  αδιαβατική εκτόνωση  $\rightarrow$  ψύξη  $\rightarrow$  συμπύκνωση των υδρατμών των ανερχόμενων αερίων μαζών  $\rightarrow$  νέφη και βροχή
  - **Καθοδικές** κινήσεις συμβαίνουν όταν  $w < 0$  ή  $\omega > 0 \rightarrow$  αδιαβατική συμπίεση  $\rightarrow$  θέρμανση  $\rightarrow$  μείωση της σχετικής υγρασίας των κατερχόμενων αερίων μαζών  $\rightarrow$  νεφοδιάλυση και αίθριος καιρός
  - Η οριζόντια σύγκλιση στην επιφάνεια σχετίζεται με ανοδικές κινήσεις (κυκλώνες)
  - Η οριζόντια απόκλιση στην επιφάνεια σχετίζεται με καθοδικές κινήσεις (αντικυκλώνες)
- 
- Στο επίπεδο όπου η απόκλιση είναι μηδενική η κατακόρυφη ταχύτητα μεγιστοποιείται
  - Η επιφάνεια των 500 hPa αντιπροσωπεύει κατά προσέγγιση την επιφάνεια της μηδενικής απόκλισης για το λόγο αυτό η κατακόρυφη ταχύτητα και ο στροβιλισμός προτιμάται να αποτυπώνονται στα 500 hPa

# Κατακόρυφη ταχύτητα $\omega$ στο χάρτη των 500 hPa



# Παραστατικά η κυκλοφορία στην επιφάνεια και καθ' ύψος



# Δημιουργία κυκλωνικής ροής στα ανατολικά κράσπεδα μιας δυναμικά ασταθούς ridge

Άνεμος βαθμίδας  $V_G$  σε αντικυκλωνικό σύστημα

$$V_G = -\frac{fR}{2} - \sqrt{\left(\frac{f^2 R^2}{4} - \frac{R}{\rho} \frac{\partial p}{\partial R}\right)} \quad \text{ή} \quad V_G = -\frac{fR}{2} - \sqrt{\left(\frac{f^2 R^2}{4} + fRVg\right)}$$

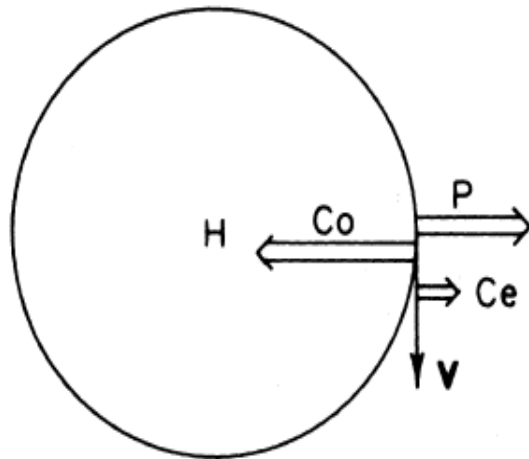
Όπου  $V_g$  ο γεωστροφικός άνεμος

$$V_g = -\frac{1}{\rho f} \frac{\partial p}{\partial R} = \frac{1}{f} \frac{\partial \Phi}{\partial R}$$

Για να ισχύει η ισορροπία του ανέμου βαθμίδας πρέπει η υπόριζος ποσότητα να είναι θετική :

$$\frac{f^2 R^2}{4} - \frac{R}{\rho} \frac{\partial p}{\partial R} \geq 0 \quad \text{ή} \quad \frac{f^2 R^2}{4} - R \frac{\partial \Phi}{\partial R} \geq 0$$

καθώς  $\frac{\partial p}{\partial R} = -\rho \frac{\partial \Phi}{\partial R}$  υδροστατική εξίσωση



Prezerakos and Flocas, 1996

$$R \geq \frac{4}{f^2} \frac{\partial \Phi}{\partial R} \quad \text{ή} \quad R \geq \frac{4}{f} Vg$$

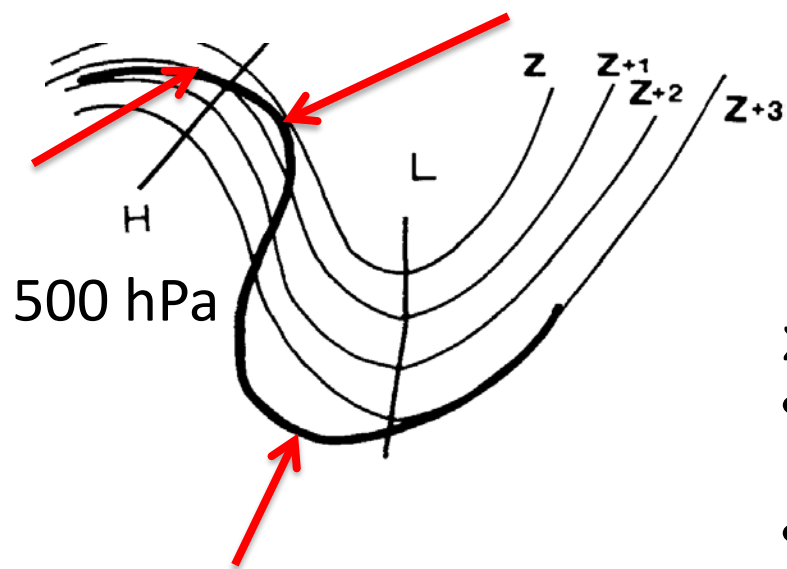
άρα

$$R_{min} = \frac{4}{f^2} \frac{\partial \Phi}{\partial R} \quad \text{ή} \quad V \leq 2Vg$$

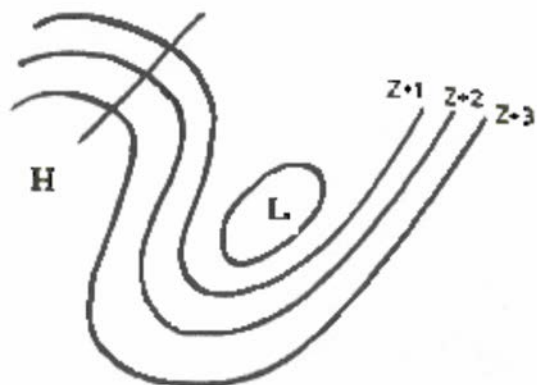
# Δημιουργία κυκλωνικής ροής στα ανατολικά κράσπεδα μιας δυναμικά ασταθούς ridge

$$R_{min} = \frac{4}{f^2} \frac{\partial \Phi}{\partial R}$$

Αν  $R < R_{min}$  ή  $V > 2V_g$  τότε δημιουργείται **δυναμικά ασταθής ροή**: κυκλωνική κυκλοφορία στα ανατολικά κράσπεδα μιας ridge

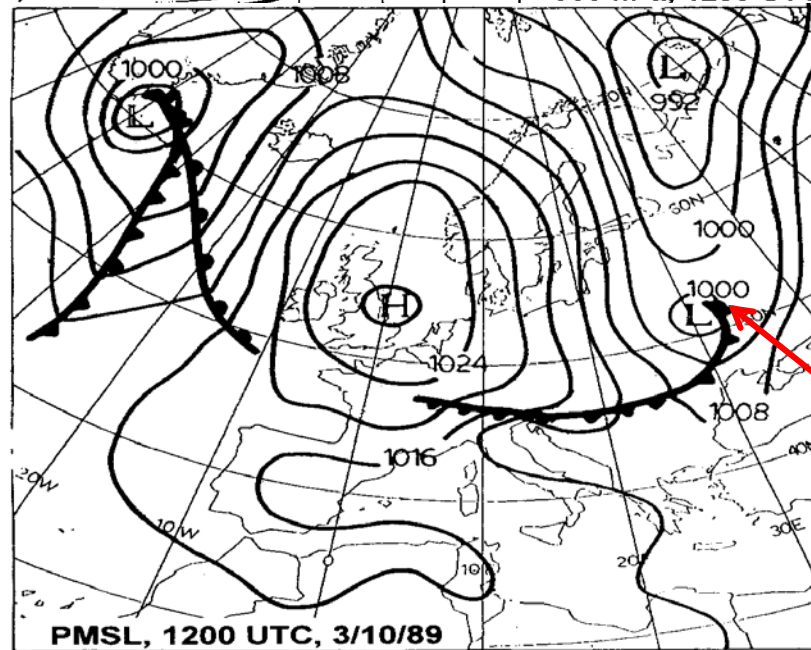
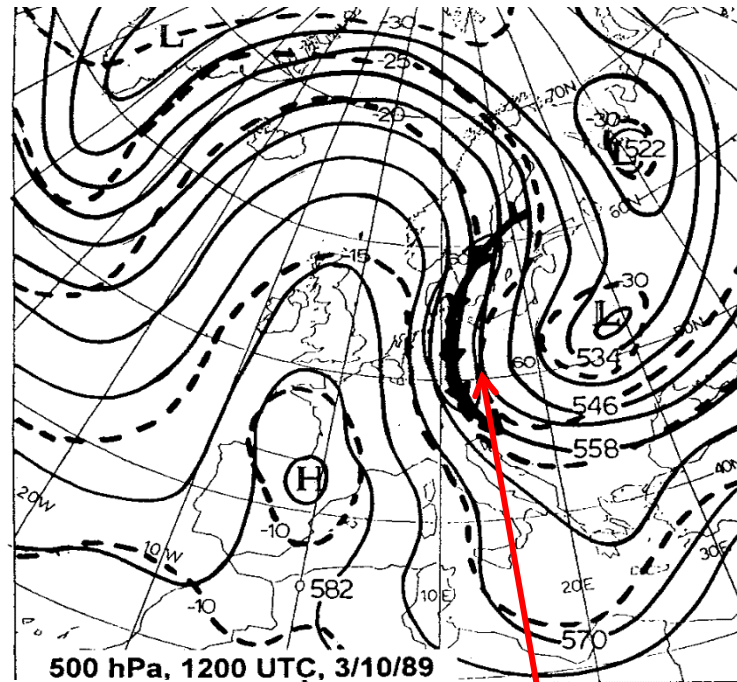
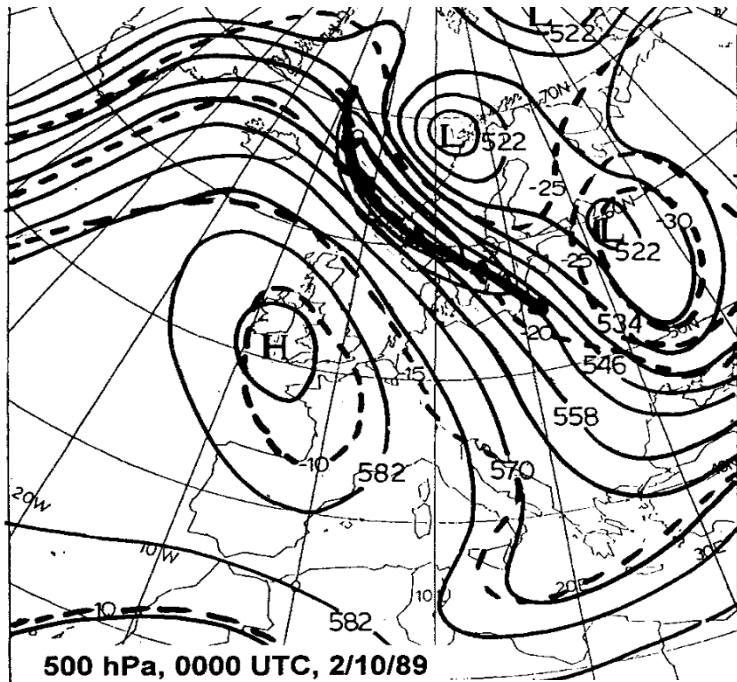


**Εξέλιξη σε κλειστό χαμηλό**



Στην περίπτωση που ισχύει  $V > 2V_g$  :

- το άθροισμα της δύναμης βαροβαθμίδας και της φυγόκεντρης είναι μεγαλύτερο της δύναμης Coriolis
- η επίδραση της συνισταμένης επιταχύνει τον αέρα, αυξάνει τη δύναμη Coriolis και ο αέρας εκτρέπεται προς τα δεξιά
- έτσι αυξάνεται η αντικυκλωνική καμπυλότητα και υποχρεώνει τον αέρα να διασχίσει τις ισοϋψείς και να κινηθεί προς τις μεγαλύτερες τιμές γεωδυναμικού
- αυτό προκαλεί επιβράδυνση, επικράτηση της δύναμης βαροβαθμίδας και ο αέρας εκτρέπεται προς τα αριστερά
- αποτέλεσμα η δημιουργία μιας κυκλωνικής κυκλοφορίας στα ανατολικά κράσπεδα μιας δυναμικά ασταθούς ridge
- η διαταραχή αυτή εξελίσσεται σε κλειστό χαμηλό



Δυναμικά  
ασταθής ridge

Δημιουργήθηκε στην  
επιφάνεια χαμηλό

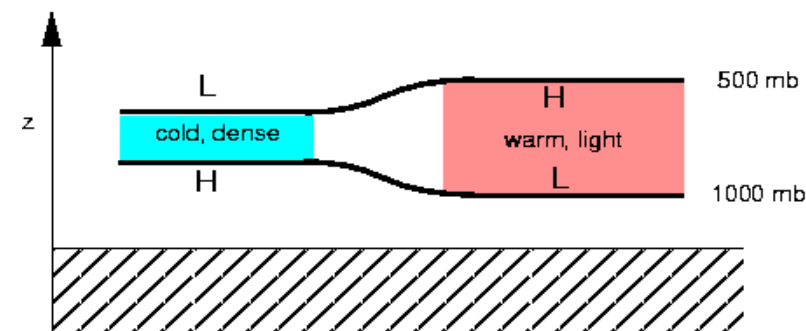
# Πάχος στρώματος (thickness)

$$\Delta z = z_2 - z_1 = -\frac{R_d \bar{T}}{g} \ln\left(\frac{p_2}{p_1}\right) = \frac{R_d \bar{T}}{g} \ln\left(\frac{p_1}{p_2}\right)$$

$P_1$ =κατώτερη ισοβαρική επιφάνεια

$P_2$ =ανώτερη ισοβαρική επιφάνεια ( $p_1 > p_2$ )

Thickness and Temperature



$$z_{500} - z_{1000} = T_{\text{avg}} R/g \ln(p_{1000}/p_{500})$$

$z$  - height of pressure level

$T_{\text{avg}}$  - average temperature of layer

$R$  - gas constant

$g$  - gravitation constant (9.8 m/s<sup>2</sup>)

$p$  - pressure

Το πάχος ενός στρώματος μεταξύ δύο ισοβαρικών επιφανειών είναι ανάλογο της μέσης τιμής της θερμοκρασίας του.

Μονάδα μέτρησης **gpm**

**Μικρό** πάχος  $\Delta z$  ----->

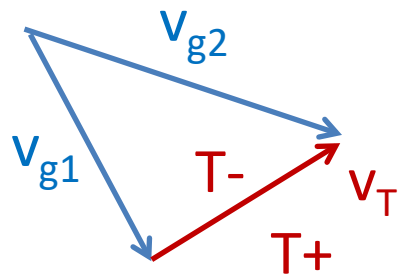
**ψυχρό** στρώμα (**C**)

**Μεγάλο** πάχος  $\Delta z$  ----->

**θερμό** στρώμα (**W**)

## Θερμικός άνεμος

Όταν ο γεωστροφικός άνεμος μεταβάλλεται κατά μέτρο και διεύθυνση ανάμεσα σε δύο ύψη στην ατμόσφαιρα, ο θερμικός άνεμος είναι η διανυσματική διαφορά του γεωστροφικού ανέμου σε αυτά τα δύο ύψη (wind shear).



Το άνυσμα διευθύνεται από τη χαμηλότερη προς την υψηλότερη επιφάνεια

$$\vec{V}_T = \vec{V}_{g2}(\text{upper level}) - \vec{V}_{g1}(\text{lower level})$$

$$P_2 < P_1 \text{ ή } z_2 > z_1$$

ή διαφορετικά  $P_2$  ανώτερη και  $P_1$  κατώτερη ισοβαρική επιφάνεια

➤ Ο θερμικός άνεμος δεν είναι πραγματικός άνεμος

# Θερμικός άνεμος

Αν  $\bar{T}$  είναι η μέση θερμοκρασία του στρώματος από την ισοβαρική επιφάνεια  $p_0$  μέχρι  $p_1$  ( $p_0 > p_1$ ) οι συνιστώσες του θερμικού ανέμου δίνονται από τις

$$u_T = u_{g(p_1)} - u_{g(p_0)} = -\frac{R}{f} \int_{p_0}^{p_1} \frac{\partial \bar{T}}{\partial y} d \ln P = -\frac{R}{f} \left( \frac{\partial \bar{T}}{\partial y} \right) \ln \left( \frac{P_0}{P_1} \right)$$

ως προς πίεση και τη μέση θερμοκρασία στρώματος

$$v_T = v_{g(p_1)} - v_{g(p_0)} = \frac{R}{f} \int_{p_0}^{p_1} \frac{\partial \bar{T}}{\partial x} d \ln P = \frac{R}{f} \left( \frac{\partial \bar{T}}{\partial x} \right) \ln \left( \frac{P_0}{P_1} \right)$$

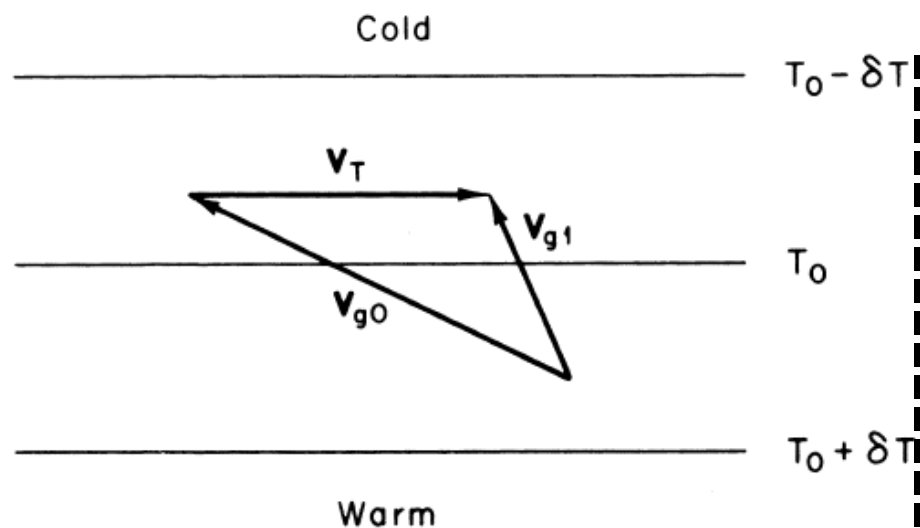
$$u_T = u_{g(p_1)} - u_{g(p_0)} = -\frac{1}{f} \frac{\partial}{\partial y} (\Phi_1 - \Phi_0)$$

ως προς τις ισοπαχείς

$$v_T = v_{g(p_1)} - v_{g(p_0)} = \frac{1}{f} \frac{\partial}{\partial x} (\Phi_1 - \Phi_0)$$

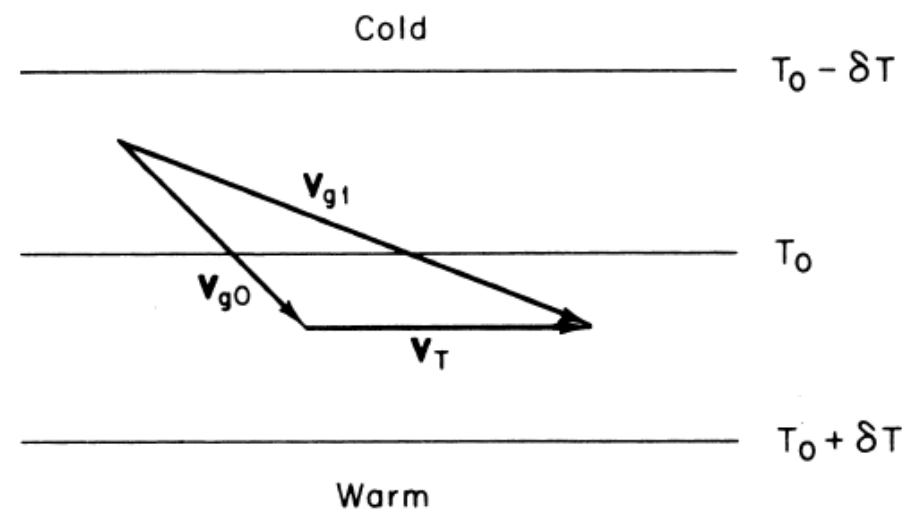


# Θερμικός άνεμος



## Θερμή μεταφορά:

- Ο γεωστροφικός άνεμος στρέφεται με το ύψος κατά τη φορά των δεικτών του ρολογιού (veering with height)
- Ο γεωστροφικός άνεμος πνέει και στα δύο επίπεδα από ψηλότερες προς χαμηλότερες θερμοκρασίες

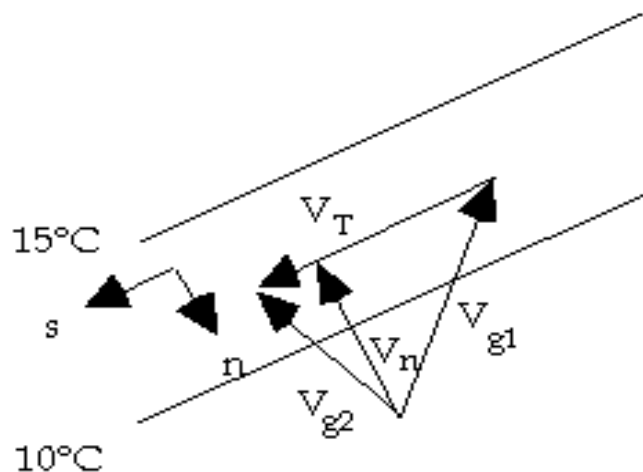


## Ψυχρή μεταφορά:

- Ο γεωστροφικός άνεμος στρέφεται με το ύψος αντίθετα με τη φορά των δεικτών του ρολογιού (backing with height)
- Και στα δύο επίπεδα ο γεωστροφικός άνεμος πνέει από χαμηλότερες προς ψηλότερες θερμοκρασίες

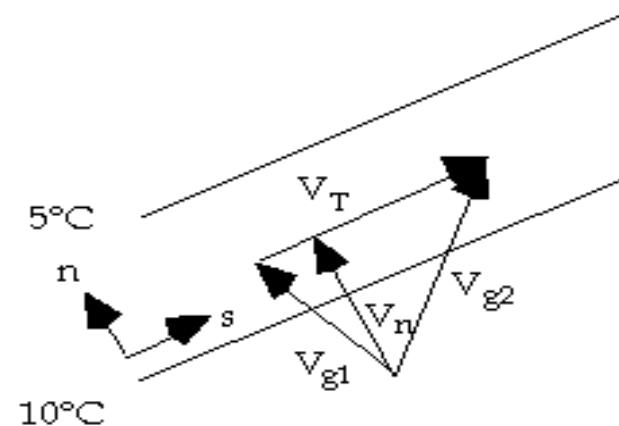
# Θερμικός άνεμος-Μεταφορά θερμοκρασίας

από την ισοβαρική επιφάνεια  $p_1$  μέχρι  $p_2$  ( $p_1 > p_2$ )



**Ψυχρή μεταφορά** - στροφή του γεωστροφικού ανέμου ανάποδα στη φορά των δεικτών του ρολογιού (backing with height)

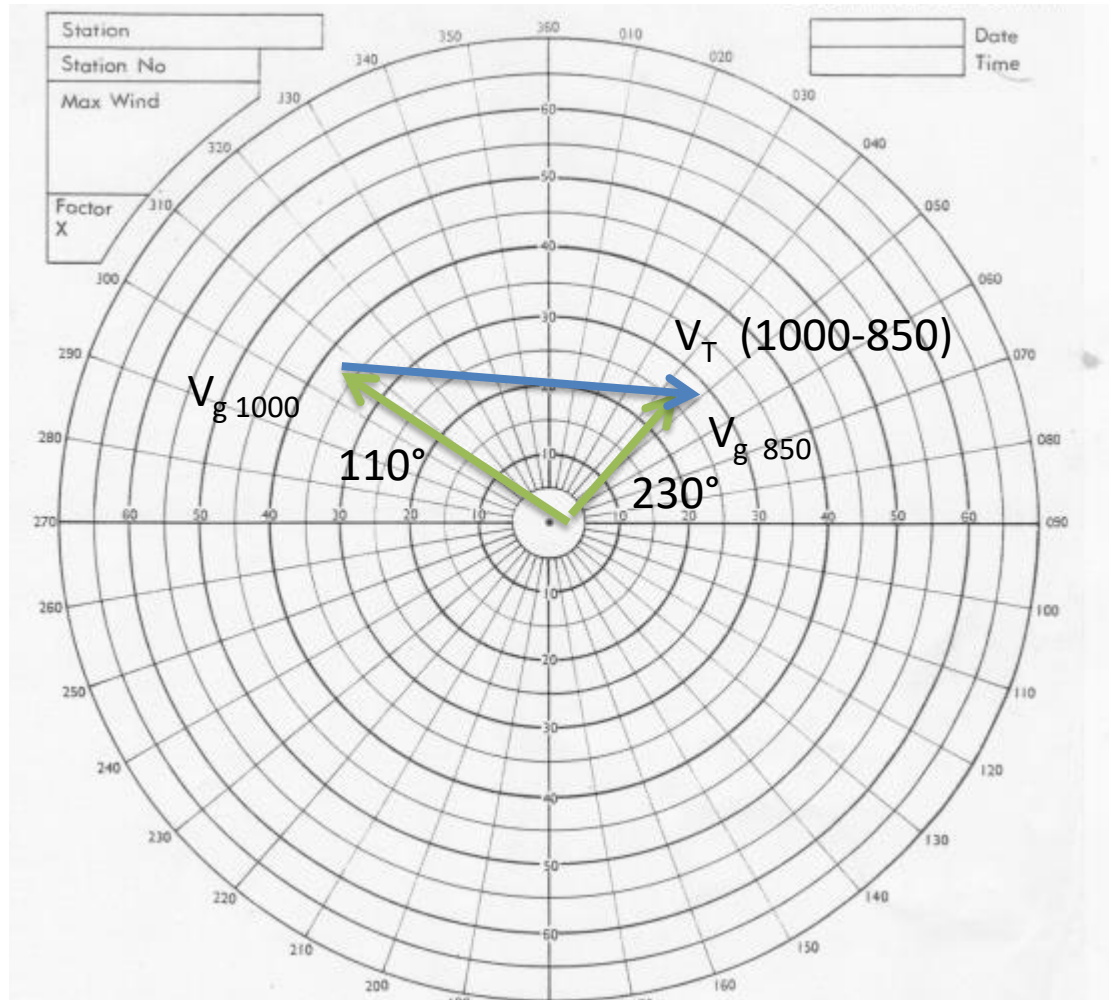
Καθοδικές κινήσεις



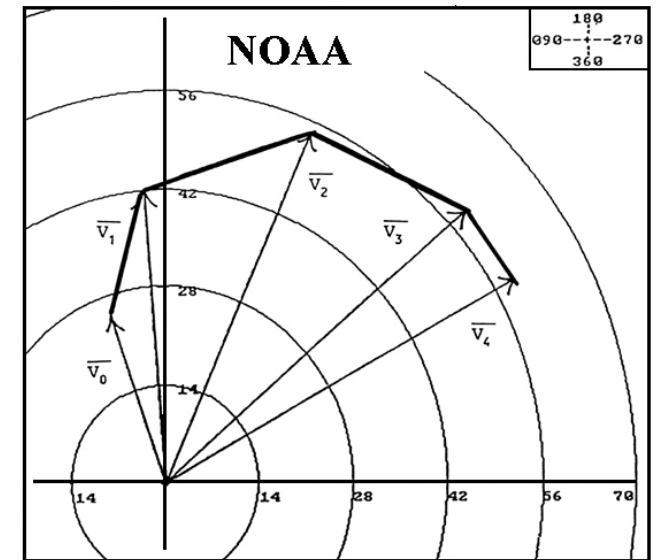
**Θερμή μεταφορά**-στροφή του γεωστροφικού ανέμου κατά τη φορά των δεικτών του ρολογιού (veering with height)

Ανοδικές κινήσεις

# Θερμικός άνεμος (1000-850 hPa) στο hodograph



Τι είναι hodograph



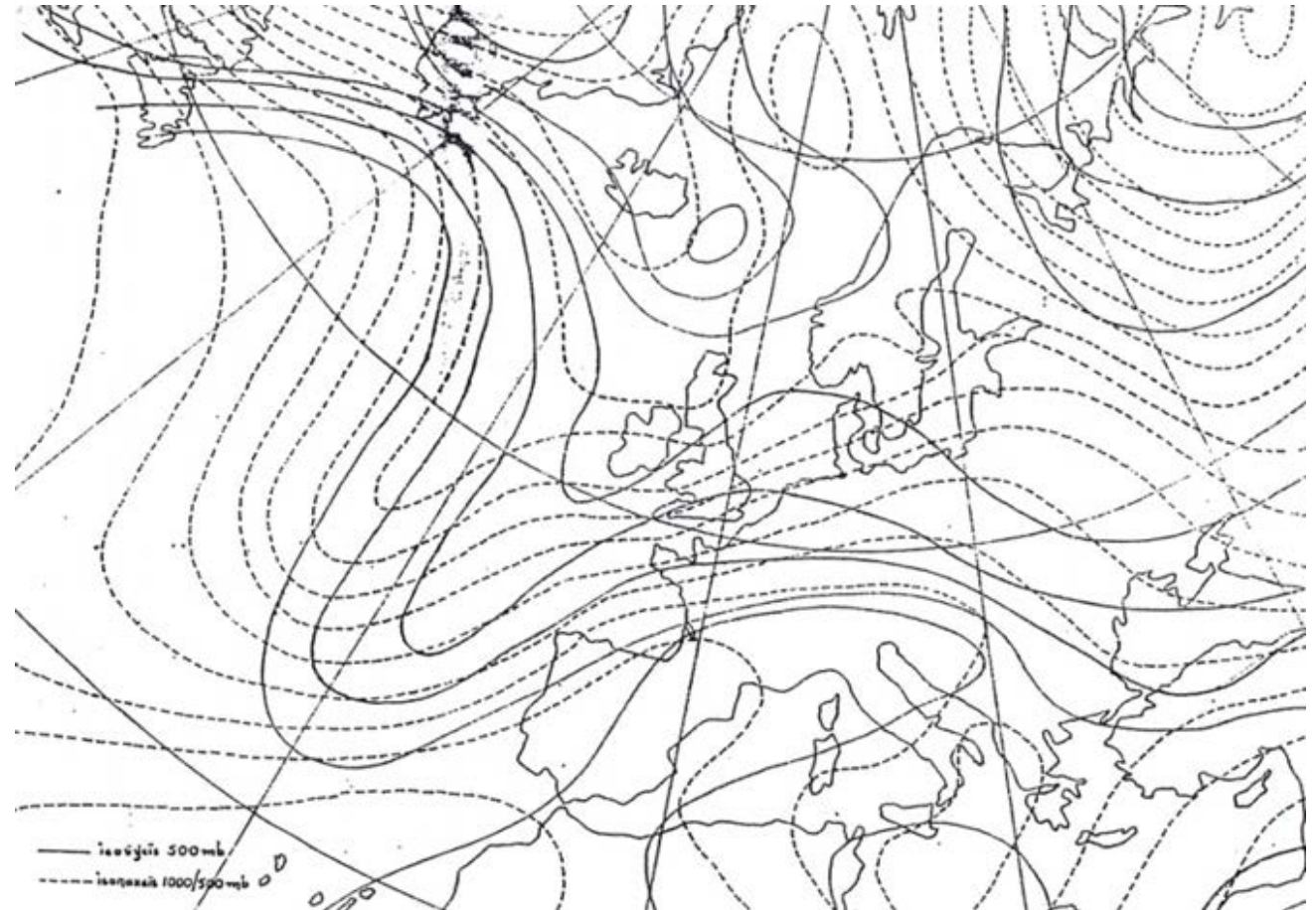
Winds / Vents

| Height / Hauteur (km) | Dir  | Speed / Vitesse |
|-----------------------|------|-----------------|
| Sfc                   | 161° | 25              |
| 1                     | 175° | 42              |
| 2                     | 204° | 54              |
| 3                     | 229° | 59              |
| 4                     | 241° | 59              |

# Χάρτες πάχους στρώματος

- Στους χάρτες αυτούς χαράσσονται οι ισοπαχείς καμπύλες: οι γραμμές που παρουσιάζουν τις περιοχές με το ίδιο πάχος στρώματος 1000- 500 hPa σε gpm
- Σημαντικές για τους χάρτες καιρού γιατί απεικονίζουν ακριβώς την κατανομή της θερμοκρασίας του στρώματος
- Από τη σχετική θέση τους ως προς τις ισοϋψείς συμπεραίνεται αν ένα trough ή ένα ridge πρόκειται να ενισχυθεί ή να εξασθενήσει και στη συνέχεια τα συστήματα επιφανείας
- Μεγάλες μεταβολές στο πάχος στρώματος σε μικρή απόσταση (βαθμίδα πάχους στρώματος) μπορεί να δώσει ένδειξη για την ισχύ ενός μετώπου

**Οι πιο συνηθισμένες τιμές ισοπαχών:**  
**1000 - 500 hPa, 1000 - 850 hPa,**  
**1000 - 700 hPa**



# Ισοπαχείς καμπύλες

## 1000 - 500 hPa:

- Οι χάρτες πάχους στρώματος 1000-500 hPa μοιάζουν με τους χάρτες των 500 hPa και χαράσσονται ανά 80 γεωδυναμικά μέτρα, με εύρος τιμών γύρω στα 5000 gpm (μπορεί να μπερδευτούν με το χάρτη των 500 hPa)
- Χρησιμοποιούνται κυρίως για να ορίσουν τη θερμική κατάσταση των αερίων μαζών στη μέση τροπόσφαιρα και για πιθανότητα χιονιού
- Μία αξιοσημείωτη ιδιότητα στο χάρτη των 500hPa είναι ότι η κατανομή των ισοπαχών του στρώματος 1000-500 hPa παρουσιάζει ομοιότητα με την κατανομή των ισοθέρμων στα 850 hPa. Άρα θα υπάρχει και αντίστοιχη ομοιότητα μεταξύ των κατανομών μεταφοράς πάχους στα 500 hPa και θερμοκρασίας στα 850 hPa

## Η τιμή των ισοπαχών που διαφοροποιεί **το χιόνι** από τη βροχή

- Για περιοχές με χαμηλό υψόμετρο  
 $\Delta z < 5400$  gpm
- Για την Αθήνα  
 $\Delta z = 5230$  gpm  $\pm 47$
- Για τη Βόρεια Ελλάδα  
 $\Delta z = 5223-5383$  gpm

# Χάρτης ισοπαχών 1000-500 hPa

Τιμές περίπου 4800-5700 gpm

Trough ισοπαχών-ψυχρή εισβολή  
– ύφεση στην επιφάνεια



**Θερμός  
αέρας**

**Ψυχρός  
αέρας**

Βαθμίδα ισοπαχών-  
βαροκλιτική ζώνη στην  
επιφάνεια-πιθανή θέση  
μετώπου

# Ισοπαχείς καμπύλες

## 1000 - 850 hPa

Χρησιμοποιούνται για πιθανότητα χιονιού και για την πρόγνωση της μέγιστης τιμής της θερμοκρασίας

Η τιμή 1300 gpm διαφοροποιεί συνήθως το χιόνι από τη βροχή.

- Στην Αθήνα:  $\Delta z = 1282 \text{ gpm} \pm 33$
- Στη Βόρεια Ελλάδα:  $\Delta z = 1217 - 1401 \text{ gpm}$