

Μεταφορά θερμοκρασίας

Μεταφορά βαθμωτού μεγέθους

Ολική παράγωγος πεδίου βαθμωτού $f=f(x,y,z,t)$

$$df = \frac{\partial f}{\partial t}dt + \frac{\partial f}{\partial x}dx + \frac{\partial f}{\partial y}dy + \frac{\partial f}{\partial z}dz$$

$$\frac{df}{dt} = \frac{\partial f}{\partial t} + \frac{\partial f}{\partial x} \frac{dx}{dt} + \frac{\partial f}{\partial y} \frac{dy}{dt} + \frac{\partial f}{\partial z} \frac{dz}{dt}$$

$$\frac{df}{dt} = \frac{\partial f}{\partial t} + \frac{\partial f}{\partial x} u + \frac{\partial f}{\partial y} v + \frac{\partial f}{\partial z} w$$

$$\frac{df}{dt} = \frac{\partial f}{\partial t} - (\vec{V} \vec{\nabla} f)$$

όπου $\vec{V} = u\vec{i} + v\vec{j} + w\vec{k}$ $\frac{\partial f}{\partial x} u + \frac{\partial f}{\partial y} v + \frac{\partial f}{\partial z} w = \vec{V} \vec{\nabla} f$ $(-\vec{V} \vec{\nabla} f) =$ μεταφορά της f

$\frac{df}{dt}$ = ολική παράγωγος της παραμέτρου f = ολική μεταβολή της f =
κατά Lagrange μεταβολή

$\frac{\partial f}{\partial t}$ = μερική παράγωγος της f ως προς το χρόνο = τοπική μεταβολή της f = κατά
Euler μεταβολή

Βασικές μαθηματικές έννοιες

- Η ολική μεταβολή μιας παραμέτρου δεν είναι πάντα ίση με την τοπική μεταβολή. Σημαντικό ρόλο παίζει η μεταφορά του
- Όταν $\frac{df}{dt}=0$ τότε $\frac{\partial f}{\partial t}=-\vec{V}\vec{\nabla} f$

Η f τότε ονομάζεται διατηρητέα ποσότητα γιατί η ολική μεταβολή της κατά την κίνηση είναι μηδενική (ποσότητα που παρακολουθεί την κίνηση)

$\frac{\partial f}{\partial t}=0$ τότε η τοπική μεταβολή είναι μηδενική και η ποσότητα f βρίσκεται σε σταθερή κατάσταση ή στρωτή ροή (steady state)

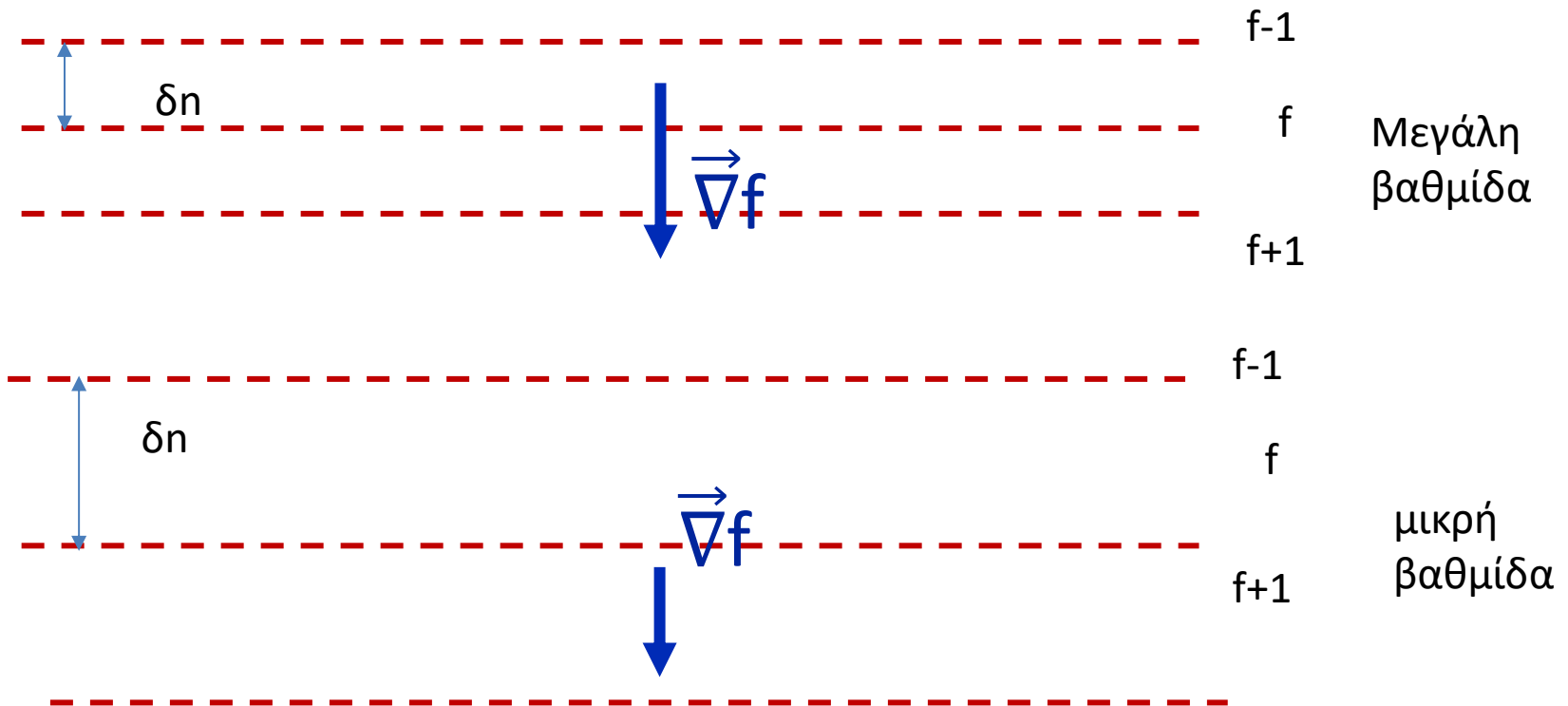
- Στη μετεωρολογία αναφερόμαστε κύρια στην τοπική μεταβολή αφού οι μετρήσεις δίνονται από όργανα εγκατεστημένα σε ένα σημείο. Για το λόγο αυτό:

$$\frac{\partial f}{\partial t} = \frac{df}{dt} + (-\vec{V}\vec{\nabla} f)$$

Βασικές μαθηματικές έννοιες

Βαθμίδα ενός πεδίου όταν υπάρχουν
οι ισοπληθείς της παραμέτρου f σε ίση
απόσταση δn

$$|\vec{\nabla} f| = \frac{\delta f}{\delta n}$$

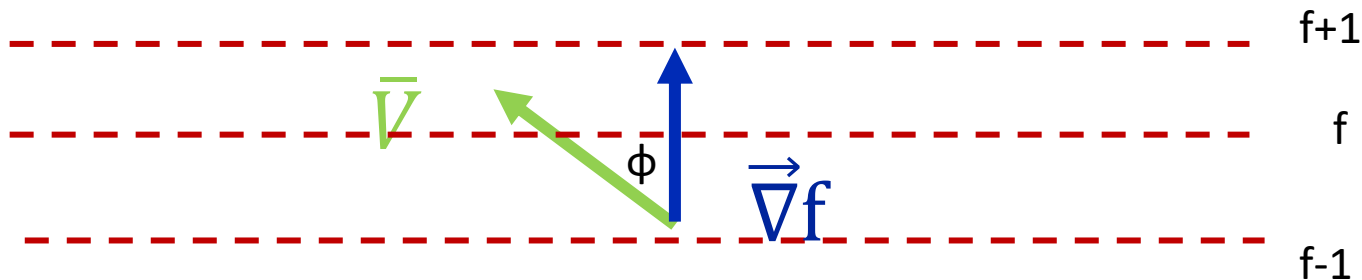


Βασικές μαθηματικές έννοιες

Μεταφορά μιας παραμέτρου f

$$-\vec{V} \cdot \vec{\nabla} f = -|\vec{V}| \cdot |\vec{\nabla} f| \cdot \cos \varphi$$

φ = γωνία που σχηματίζει ο άνεμος και η βαθμίδα της f



- Η μεταφορά της f εξαρτάται:
- α) από την ένταση του ανέμου
 - β) από τη γωνία φ που σχηματίζει η βαθμίδα της f με τον άνεμο
 - γ) από τη βαθμίδα της f

L



άνεμος

Βαροβαθμίδα
 ∇p

H



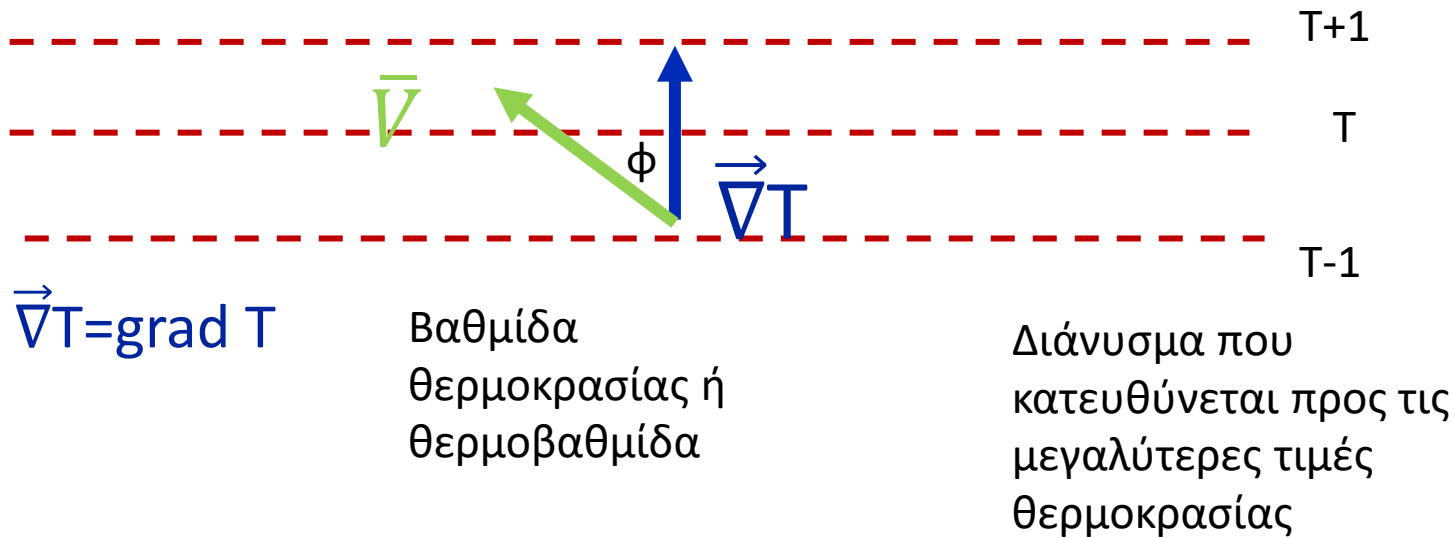
Όσο πιο κοντά
είναι οι ισοβαρείς
(ισχυρότερη
βαροβαθμίδα)
τόσο πιο ισχυρός
είναι ο άνεμος

Βαροβαθμίδα ∇p =διάνυσμα που
κατευθύνεται προς τις μεγαλύτερες
τιμές πίεσης

Μεταφορά θερμοκρασίας – temperature advection

$$TA = -\vec{V} \cdot \vec{\nabla} T = -|\vec{V}| \cdot |\vec{\nabla} T| \cdot \cos \varphi$$

φ = γωνία που σχηματίζει ο άνεμος και η βαθμίδα της θερμοκρασίας

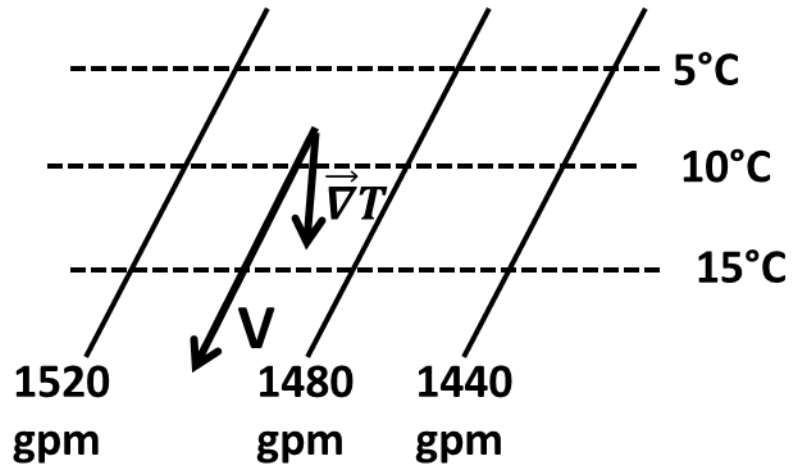


$TA < 0$ ψυχρή μεταφορά $0^\circ < \varphi < 90^\circ$

$TA > 0$ θερμή μεταφορά $90^\circ < \varphi < 180^\circ$

$TA = 0$ μηδενική μεταφορά $\varphi = 90^\circ$

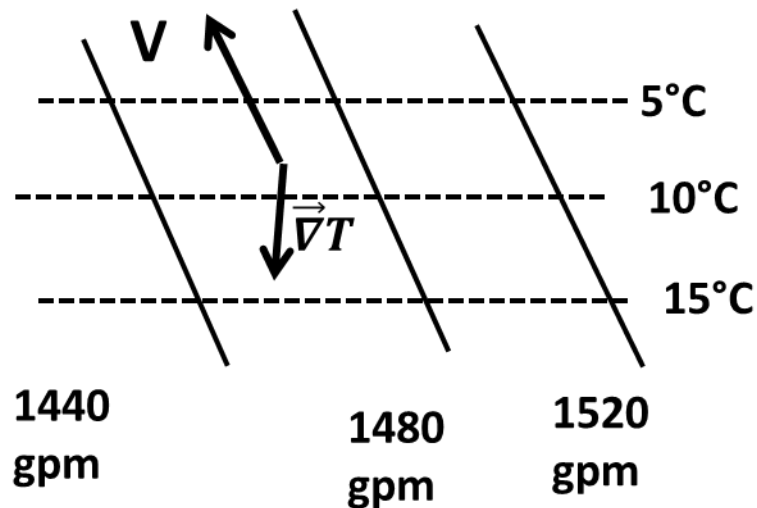
Μεταφορά θερμοκρασίας – temperature advection



ΨΥΧΡΗ ΜΕΤΑΦΟΡΑ

$$\phi < 90$$

Ο γεωστροφικός άνεμος πνέει από χαμηλότερες θερμοκρασίες προς τις υψηλότερες



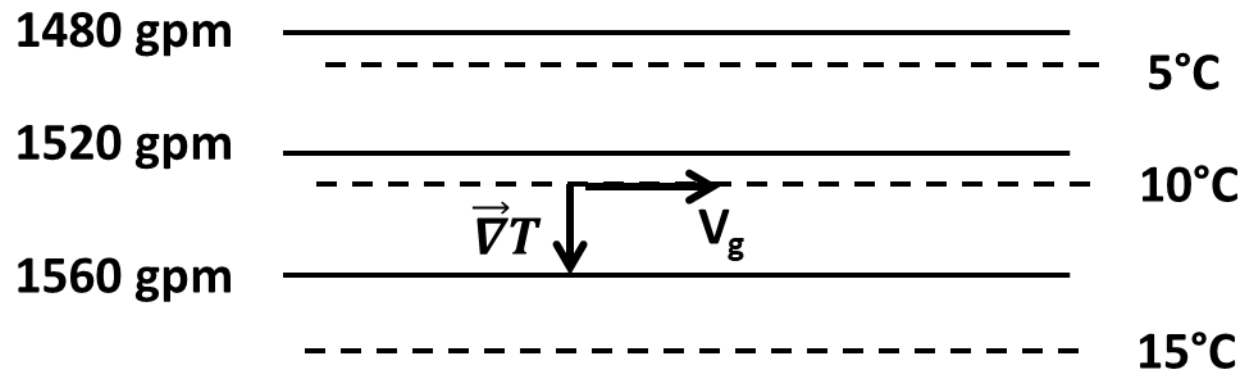
ΘΕΡΜΗ ΜΕΤΑΦΟΡΑ

$$\phi > 90$$

Ο γεωστροφικός άνεμος πνέει από μεγαλύτερες θερμοκρασίες προς τις χαμηλότερες

Ισοϋψείς τέμνουν τις ισόθερμες

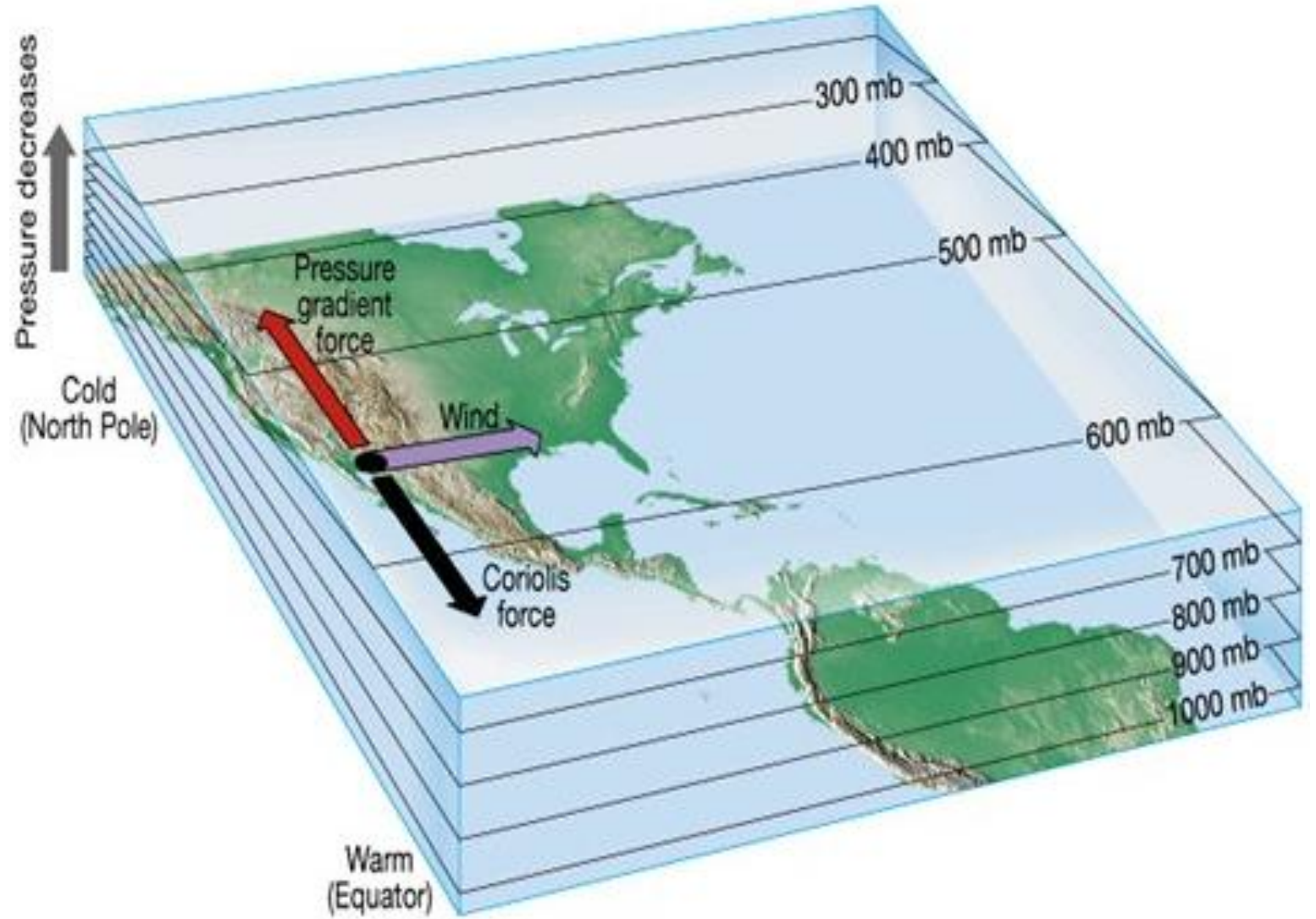
ΜΗΔΕΝΙΚΗ ΜΕΤΑΦΟΡΑ

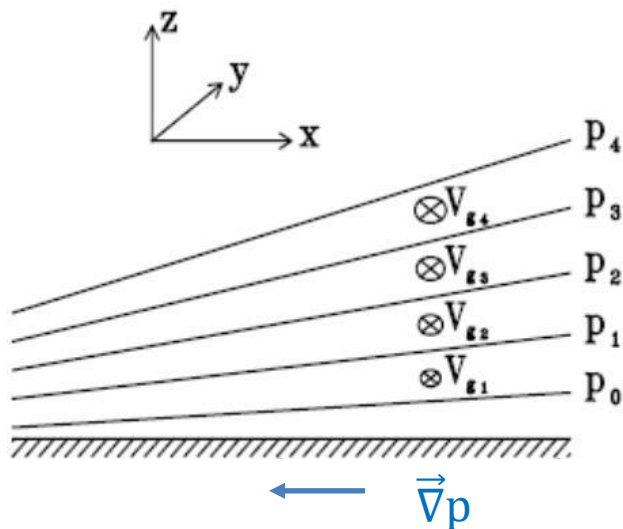


Άνεμος παράλληλος στις ισόθερμες
ή άνεμος κάθετος στη
θερμοβαθμίδα

Ισοϋψείς παράλληλες με τις
ισόθερμες

Θερμικός άνεμος





Συνεπώς ο γεωστροφικός άνεμος, (που εξαρτάται από τη βαροβαθμίδα) θα αυξάνει με το ύψος λόγω της σχέσης

$$V_g = \frac{1}{\rho f} \frac{\partial p}{\partial n}$$

Το πάχος του στρώματος μεταξύ δύο ισοβαρικών επιφανειών μεταβάλλεται και είναι μεγαλύτερο στο θερμό αέρα

Η κλίση των ισοβαρών αυξάνει με το ύψος επειδή διαδοχικά στρώματα αέρα είναι παχύτερα στη θερμή περιοχή.

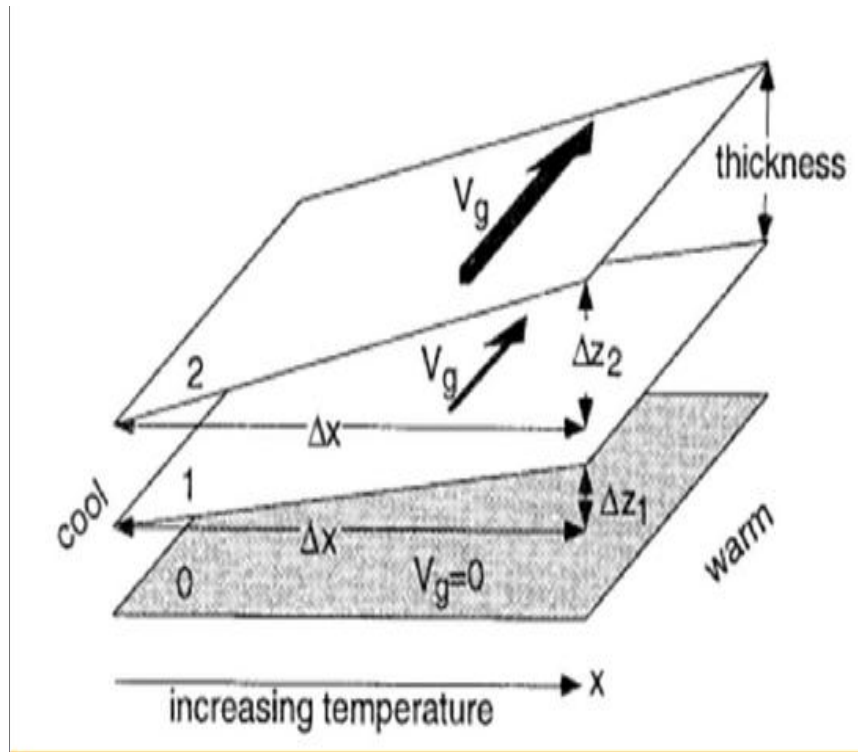
Με βάση την υδροστατική εξίσωση αν ο αέρας είναι θερμότερος σε μια περιοχή, η πυκνότητα είναι μικρότερη, άρα η πίεση πέφτει πιο αργά με το ύψος.

Αν ο αέρας είναι ψυχρότερος, η πίεση πέφτει πιο γρήγορα με το ύψος.

Αυτό σημαίνει ότι:

- Η κατακόρυφη βαροβαθμίδα διαφέρει οριζόντια.
- Με το ύψος, η διαφορά πίεσης μεταξύ θερμών και ψυχρών περιοχών αυξάνεται.

Άρα η οριζόντια βαροβαθμίδα $\nabla_h P$ ενισχύεται με το ύψος.



Αύξηση του thickness με το ύψος (που είναι μεγαλύτερο στο θερμό αέρα) και αντίστοιχη αύξηση του γεωστροφικού ανέμου με το ύψος

Η ύπαρξη οριζόντιας θερμοβαθμίδας προκαλεί διαφορετική κλίση των ισοβαρικών επιφανειών και ενίσχυση του γεωστροφικού ανέμου με το ύψος

Η κατακόρυφη μεταβολή του γεωστροφικού ανέμου ονομάζεται **θερμικός άνεμος**

Αν $\vec{V}_T$ είναι το διάνυσμα του θερμικού ανέμου για το στρώμα μεταξύ των ισοβαρών P_1 και P_2 (όπου $P_1 > P_2$) τότε ο θερμικός άνεμος ορίζεται ως η διανυσματική διαφορά του γεωστροφικού ανέμου στην ανώτερη επιφάνεια μείον του γεωστροφικού ανέμου στην κατώτερη επιφάνεια

Σε ισοβαρική επιφάνεια

$$\vec{V}_T = \vec{V}_g(P_2) - \vec{V}_g(P_1)$$

$\left\{ \begin{array}{l} \text{Ανώτερη} \\ \text{επιφάνεια} \end{array} \right\} \quad \left\{ \begin{array}{l} \text{κατώτερη} \\ \text{επιφάνεια} \end{array} \right\}$

$$u_g = -\frac{1}{f} \frac{\partial \Phi}{\partial y} \quad v_g = \frac{1}{f} \frac{\partial \Phi}{\partial x} \quad (1)$$

Από την υδροστατική εξίσωση

$$\frac{\partial \Phi}{\partial P} = -\alpha$$

Από την καταστατική εξίσωση $P\alpha = R.T$

$$\frac{\partial \Phi}{\partial P} = -\frac{RT}{P}$$

α = πυκνότητα στη μονάδα της μάζας $\rho = 1/\alpha$

Παραγωγίζοντας τις σχέσεις (1)

$$P \frac{\partial v_g}{\partial P} = \frac{\partial v_g}{\partial \ln P} = -\frac{R}{f} \left(\frac{\partial T}{\partial x} \right)_p$$

$$P \frac{\partial u_g}{\partial P} = \frac{\partial u_g}{\partial \ln P} = \frac{R}{f} \left(\frac{\partial T}{\partial y} \right)_p$$

P_1 (χαμηλότερη ισοβαρική επιφάνεια >
 P_2 (ψηλότερη ισοβαρική επιφάνεια)
 $z_1 < z_2$

Σε διανυσματική μορφή

$$\frac{\partial \vec{V}_g}{\partial \ln P} = -\frac{R}{f} \vec{k} x \vec{\nabla}_p T$$

$$\vec{V}_T = \vec{V}_g(P_2) - \vec{V}_g(P_1) = -\frac{R}{f} \int_{p_1}^{p_2} \vec{k} x \vec{\nabla}_p T d(\ln p)$$

Και αν θεωρήσουμε τη μέση τιμή του
στρώματος από p_1 μέχρι p_2

$$\bar{T} = \frac{R \int_{p_2}^{p_1} T d(\ln P)}{\int_{p_2}^{p_1} d(\ln P)}$$

$$u_T = -\frac{R}{f} \left(\frac{\partial \bar{T}}{\partial y} \right)_p \ln \left(\frac{p_1}{p_2} \right)$$

$$v_T = \frac{R}{f} \left(\frac{\partial \bar{T}}{\partial x} \right)_p \ln \left(\frac{p_1}{p_2} \right)$$

Ως συνάρτηση της μέσης
θερμοκρασίας του στρώματος

$$u_T = -\frac{g}{f} \left(\frac{\partial \Delta z}{\partial y} \right)_p$$

$$v_T = \frac{g}{f} \left(\frac{\partial \Delta z}{\partial x} \right)_p$$

Ως συνάρτηση του πάχους Δz του
στρώματος

P_1 (χαμηλότερη
ισοβαρική
επιφάνεια >
 P_2 (ψηλότερη
ισοβαρική
επιφάνεια)
 $z_1 < z_2$

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

Θερμικός άνεμος

Αν $\langle T \rangle$ είναι η μέση θερμοκρασία του στρώματος οι συνιστώσες του θερμικού ανέμου δίνονται από τις σχέσεις

$$u_T = -\frac{R}{f} \left(\frac{\partial \langle T \rangle}{\partial y} \right)_p \ln \left(\frac{p_0}{p_1} \right)$$

$$v_T = \frac{R}{f} \left(\frac{\partial \langle T \rangle}{\partial x} \right)_p \ln \left(\frac{p_0}{p_1} \right)$$

Ως τη μέση
θερμοκρασία
στρώματος

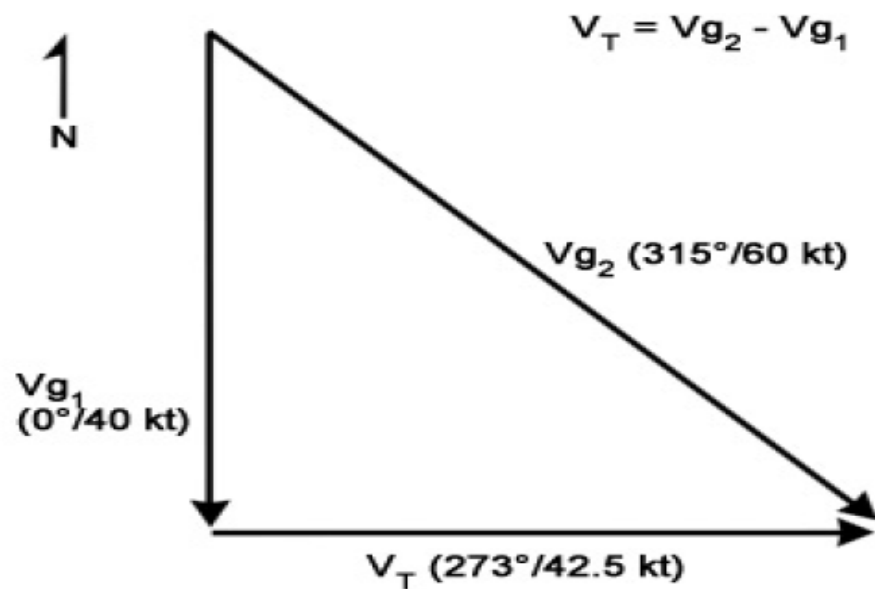
$$u_T = -\frac{1}{f} \frac{\partial}{\partial y} (\Phi_1 - \Phi_0)$$

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

Ως προς τις ισοπαχείς

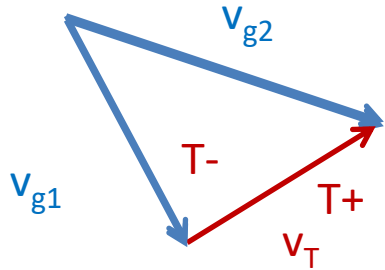
Παράδειγμα

Example Calculation of Thermal Wind Using Vectors



Θερμικός άνεμος

Όταν ο γεωστροφικός άνεμος μεταβάλλεται κατά μέτρο ή/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)



Κατευθύνεται απο τη χαμηλότερη προς την υψηλότερη επιφάνεια

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

$P_2 < P_1$ ή $z_2 > z_1$
ή διαφορετικά P_2
ανώτερη και P_1 κατώτερη
ισοβαρική επιφάνεια

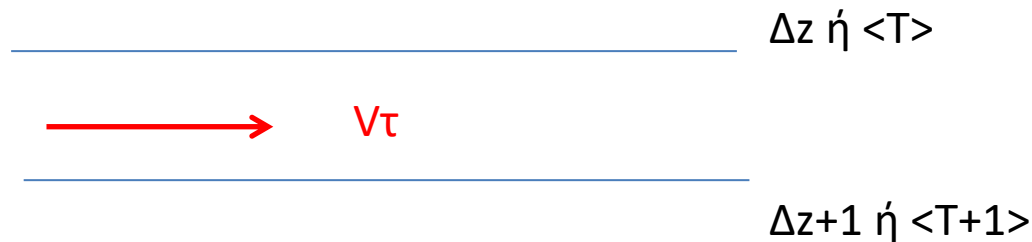
$$\vec{V}_T = \frac{1}{f} \mathbf{k} \times \nabla (\Phi_1 - \Phi_0) = \frac{g}{f} \mathbf{k} \times \nabla Z_T = \frac{R}{f} \mathbf{k} \times \nabla \langle T \rangle \ln \left(\frac{p_0}{p_1} \right)$$

Ο θερμικός άνεμος “πνέει” παράλληλα προς τις ισόθερμες έχοντας στα αριστερά του τις χαμηλές θερμοκρασίες στο Β. Ημισφαίριο

➤ Ο θερμικός άνεμος δεν είναι πραγματικός άνεμος

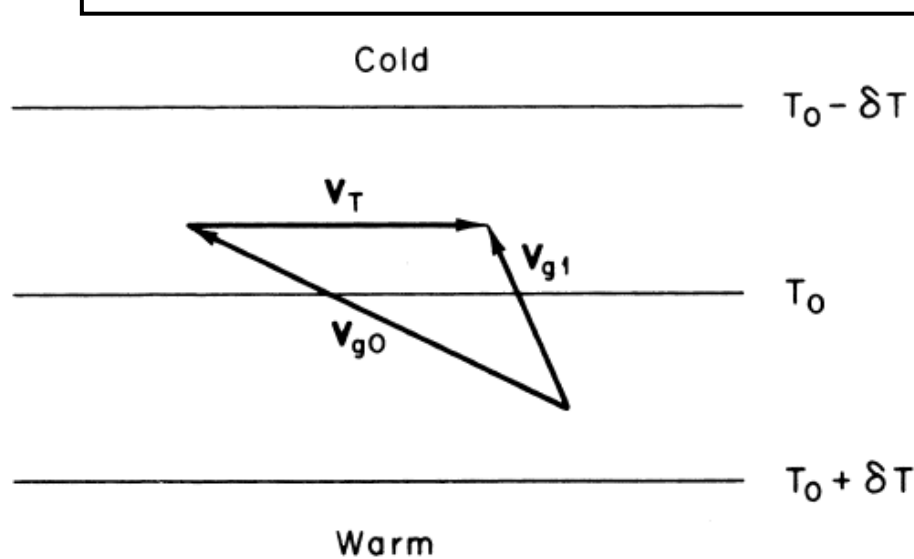
Θερμικός άνεμος

Ο θερμικός άνεμος “πνέει” παράλληλα προς τις ισόθερμες (της μέσης θερμοκρασίας του στρώματος) ή τις ισοπαχείς έχοντας στα αριστερά του τις χαμηλές τιμές στο Β. Ημισφαίριο



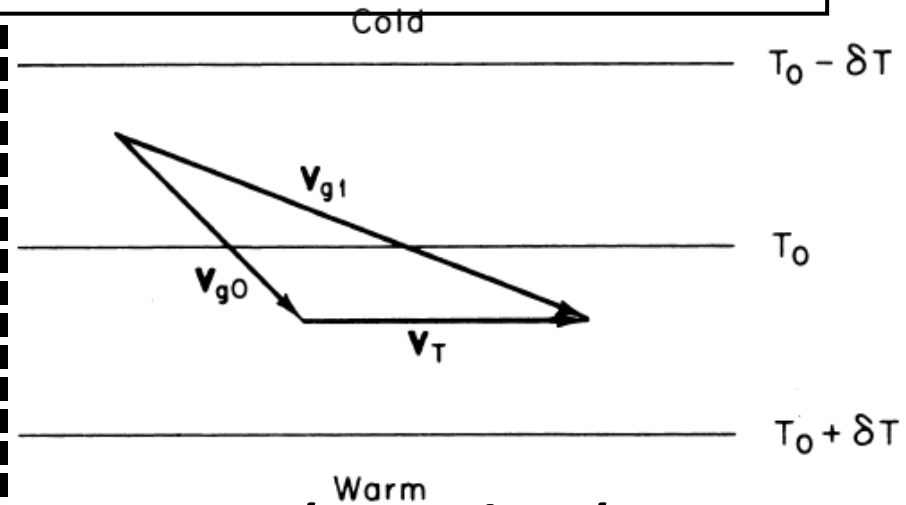
Ο θερμικός άνεμος μας δείχνει αν σε έναν τόπο ο άνεμος μεταφέρει θερμότερες ή ψυχρότερες αέριες μάζες σε ένα στρώμα αέρα.

Ο θερμικός άνεμος μας δείχνει αν σε έναν τόπο ο άνεμος μεταφέρει θερμότερες ή ψυχρότερες αέριες μάζες.



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

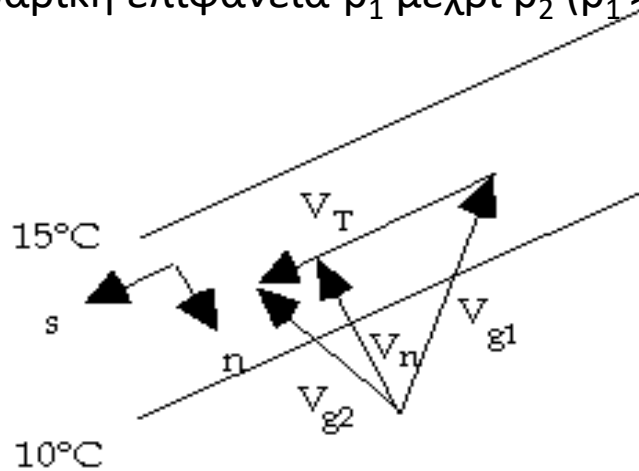


Ψυχρή μεταφορά:

- 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

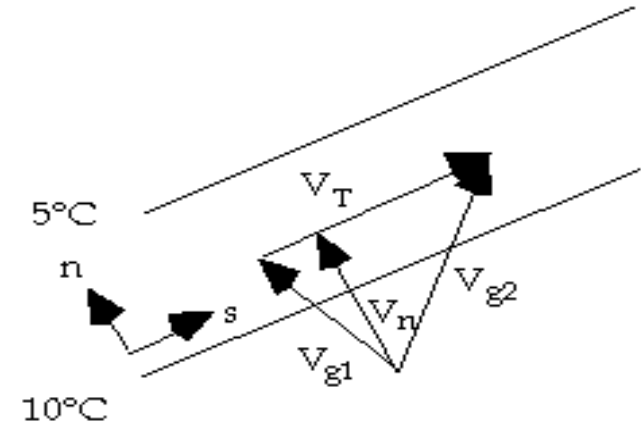
από την ισοβαρική επιφάνεια p_1 μέχρι p_2 ($p_1 > p_2$)



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



Καθοδικές
κινήσεις

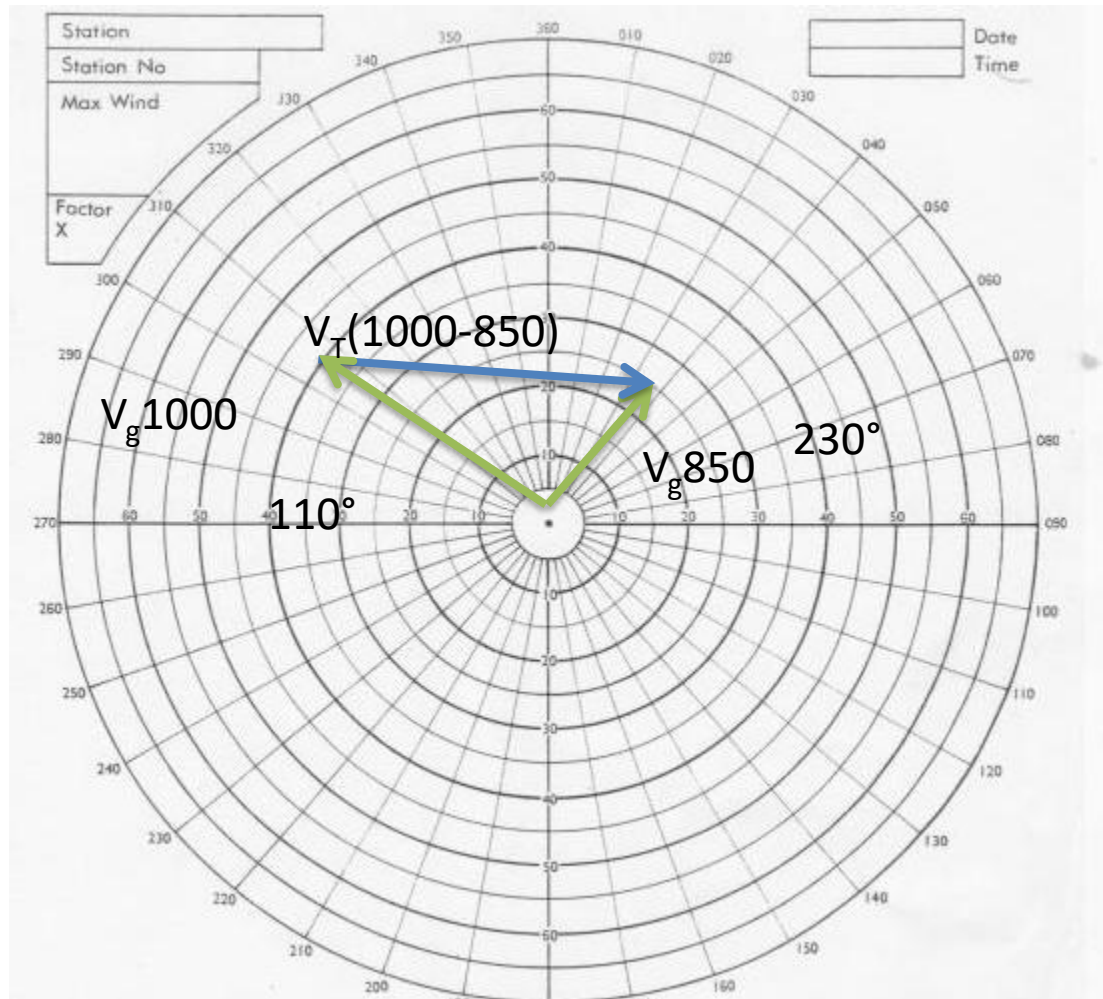


Θερμή μεταφορά-στροφή
του γεωστροφικού
ανέμου κατά τη φορά
των δεικτών του ρολογιού
(veering with height)



Ανοδικές
κινήσεις

Thermal wind (1000-850 hPa) on the hodograph



Παράδειγμα

Ο παρακάτω πίνακας δίνει τη μέση ταχύτητα και διεύθυνση του ανέμου για τις ισοβαρικές επιφάνειες 850 και 200 hPa, όπως προέκυψαν από μετρήσεις 10 χρόνων για τον Ιανουάριο για ένα σταθμό με γεωγραφικό πλάτος $\phi=40^\circ\text{B}$. Υπολογίστε: α) τη μέση τιμή των συνιστωσών του θερμικού ανέμου στο στρώμα 850-200 hPa β) τη μέση μεταφορά θερμοκρασίας στο ίδιο στρώμα

Πίεση	Διεύθυνση	Ταχύτητα (m/s)
850 hPa	265	3.7
200 hPa	295	15.1

Αεροχείμαρρος – Jet Stream

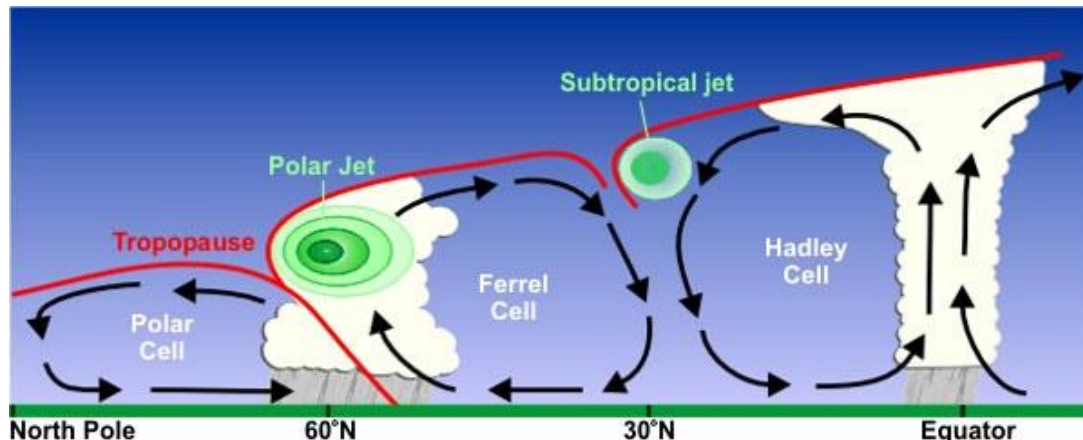
Polar Jet

Subtropical Jet



Λεπτό και ισχυρό ρεύμα αέρα που κινείται γύρω από τη γη σε ύψος περίπου της τροπόπαυσης σε όλη τη διάρκεια του έτους

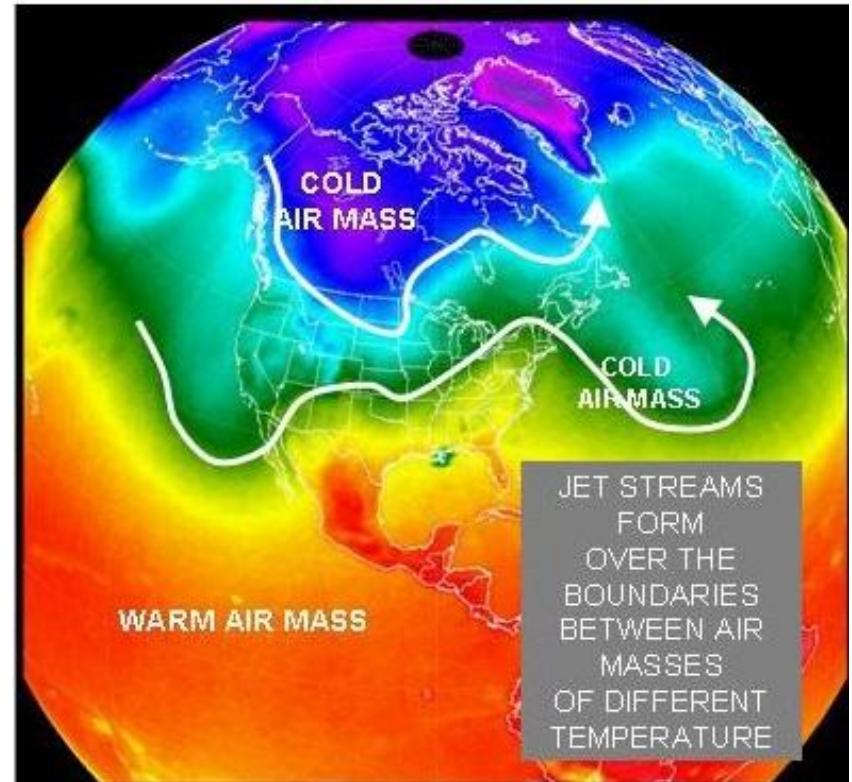
Ο **πολικός αεροχείμαρρος** (polar jet) εντοπίζεται στην περιοχή 50° - 60° γεωγραφικό πλάτος και ο **υποτροπικός** (subtropical jet) περίπου στις 30° N σε μεγαλύτερο ύψος λόγω της τροπόπαυσης.



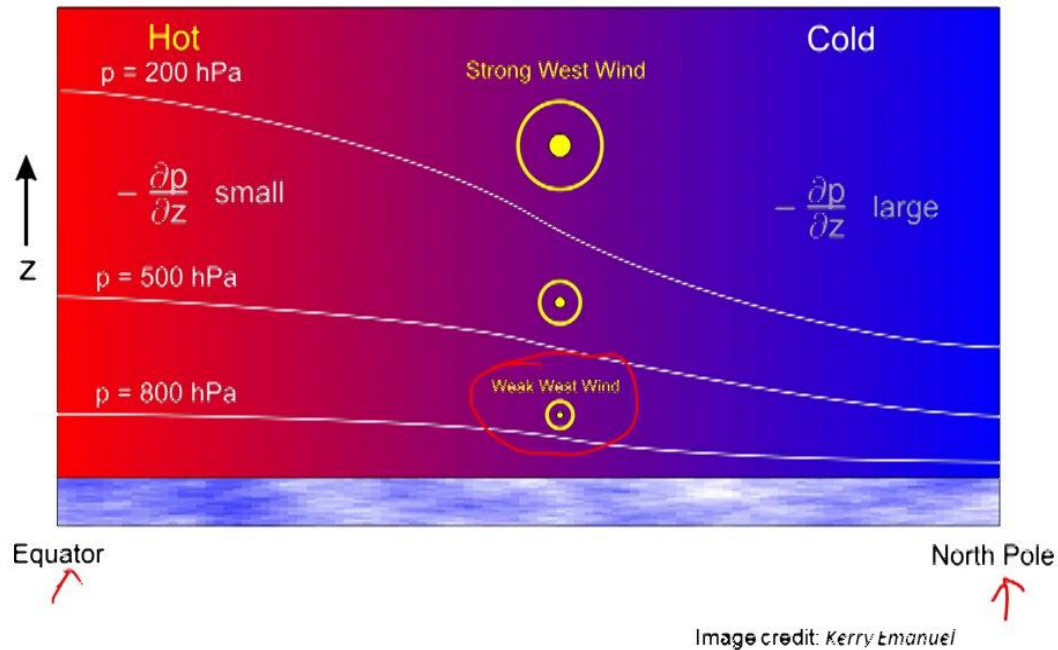
Μήκος: μερικές χιλιάδες χιλιόμετρα
Πλάτος: 150 km
Ύψος: 7-14 km από το έδαφος

Πολικός αεροχείμαρρος (jet stream):εφαρμογή του θερμικού ανέμου

- Το jet stream είναι ένα παράδειγμα θερμικού ανέμου.
- Προκύπτει από την οριζόντια θερμοβαθμίδα μεταξύ των θερμών τροπικών και των ψυχρών πολικών περιοχών.
- Ο άνεμος μεγιστοποιείται στην τροπόπαυση
- Ο ανεμος ελαττώνεται πάνω απο την τροπόπαυση γιατί δεν υπάρχει οριζόντια θερμοβαθμίδα



Thermal Wind Balance



Θερμοβαθμίδα μεσημβρινή ($\frac{\partial T}{\partial y}$) μεταξύ ισημερινού πόλου

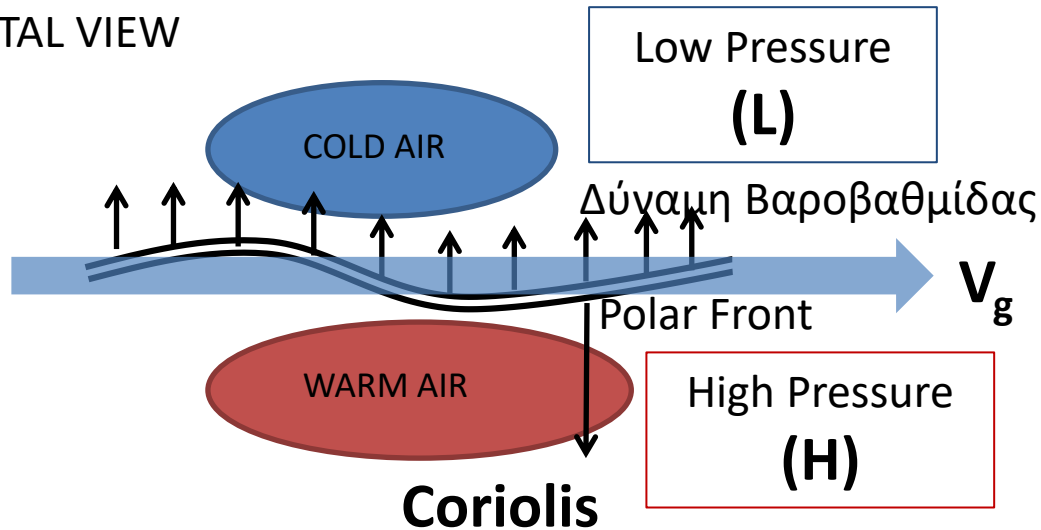
Οι ισοβαρείς γέρνουν: βρίσκονται ψηλότερα πάνω από τη θερμή περιοχή και χαμηλότερα πάνω από την ψυχρή.

- Η κλίση μεγαλώνει με το ύψος.
- Άρα η οριζόντια βαροβαθμίδα (η διαφορά πίεσης μεταξύ θερμής–ψυχρής περιοχής) αυξάνει με το ύψος.

Άρα αυξάνει και ο γεωστροφικός άνεμος (δυτικός)

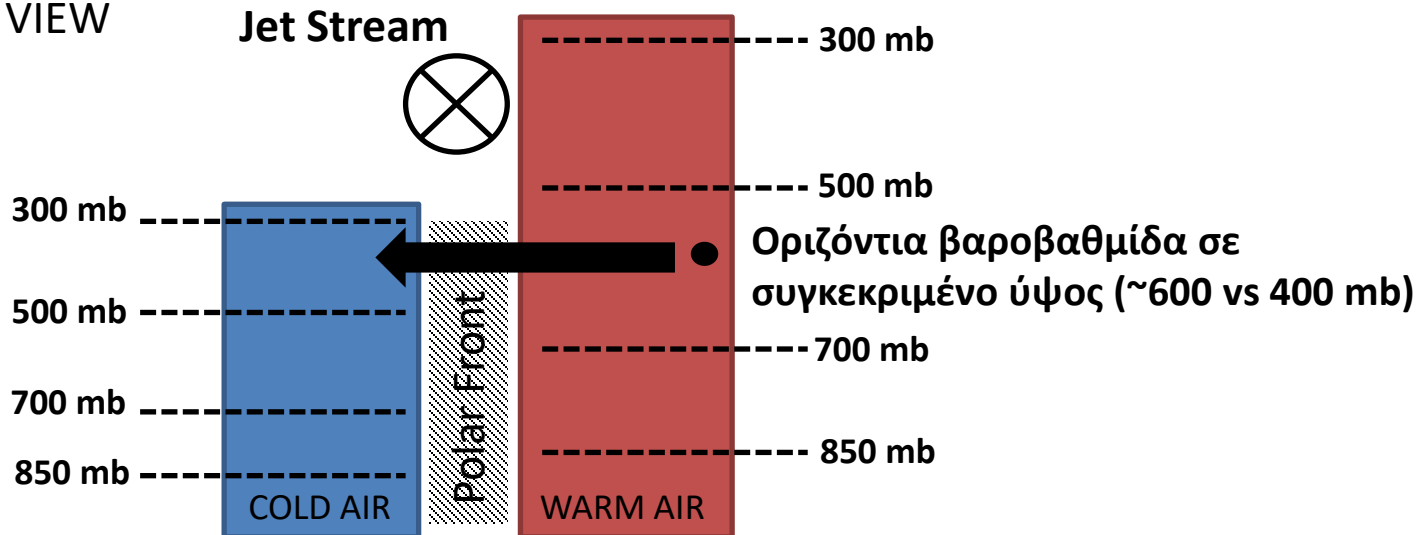
Αεροχείμαρρος – Jet Stream

HORIZONTAL VIEW

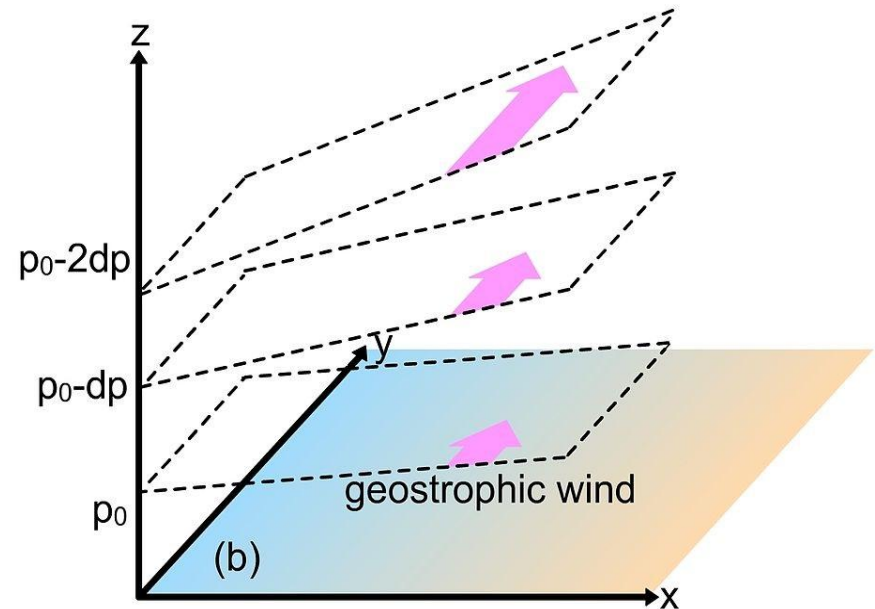
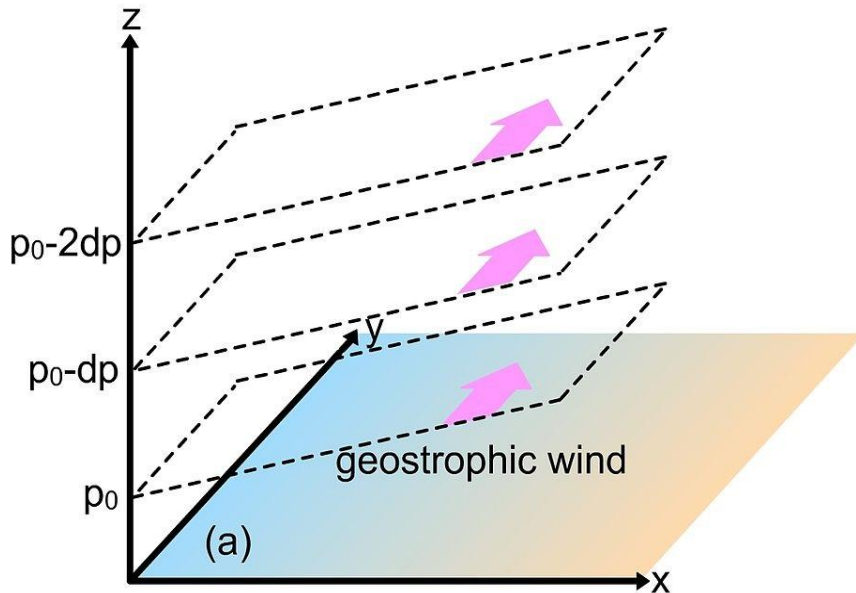


Δημιουργία ισχυρού ανέμου (jet-stream) στις περιοχές με ισχυρή βαροβαθμίδα (έχοντας στα αριστερά του τις χαμηλές πιέσεις)

VERTICAL VIEW



Βαροτροπική – Βαροκλινική Ατμόσφαιρα



Βαροτροπική ατμόσφαιρα

- Η πυκνότητα εξαρτάται μόνο από την πίεση
- Οι ισοβαρικές επιφάνειες είναι και επιφάνειες σταθερής πυκνότητας και ισόθερμες
- Η εξίσωση του θερμικού ανέμου γίνεται:

$$\frac{dV_g}{d \ln p} = 0$$

- Δηλαδή ο γεωστροφικός άνεμος δεν μεταβάλλεται με το ύψος

Βαροκλινική ατμόσφαιρα

- Η πυκνότητα εξαρτάται και από την πίεση και από τη θερμοκρασία
- Η κλίση των ισοβαρικών επιπέδων μεταβάλλεται με το ύψος
- Ο γεωστροφικός άνεμος μεταβάλλεται με το ύψος (θερμικός άνεμος)