Κίνηση αερίων μαζών

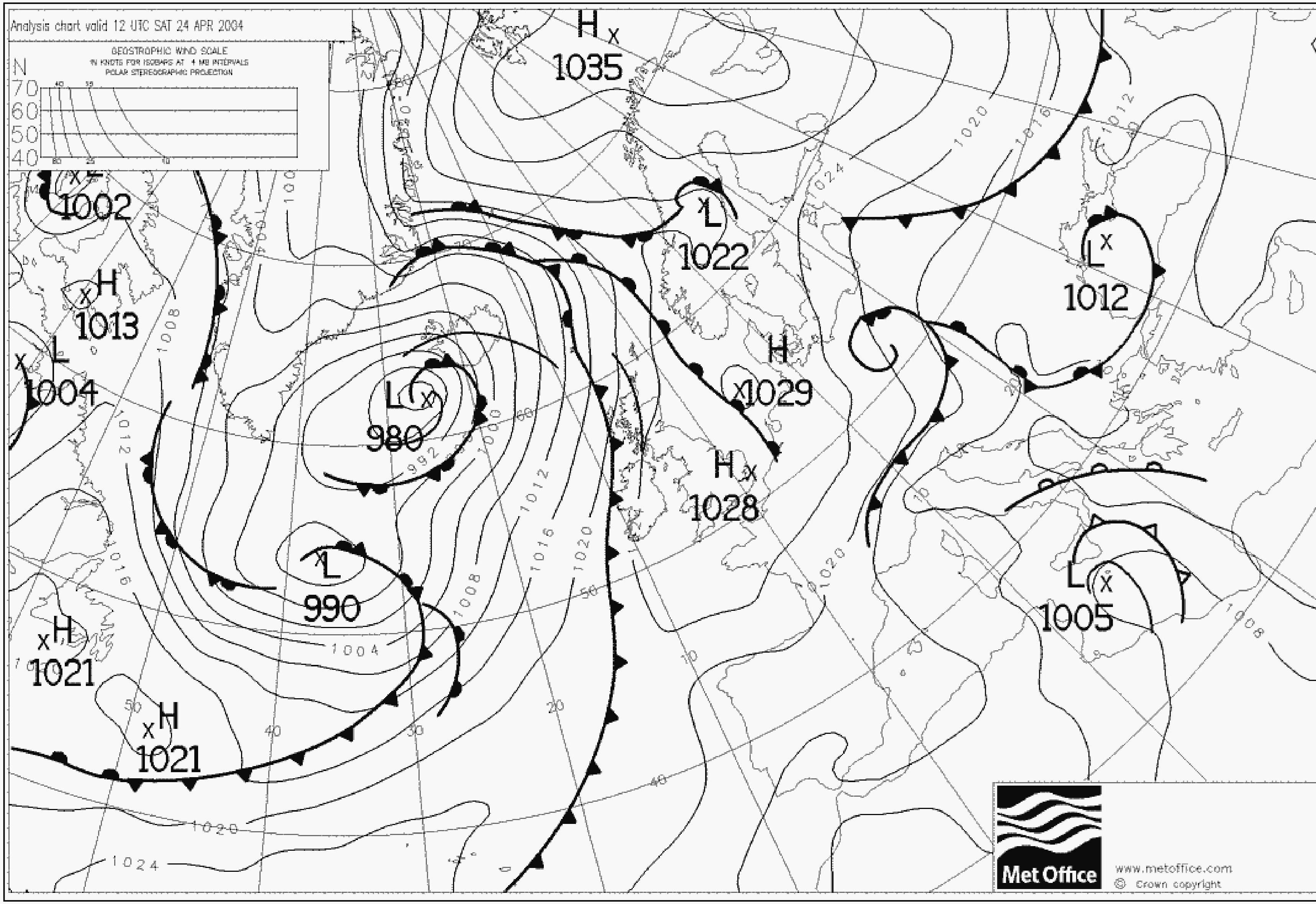
Πηγές:

Fleage and Businger, An introduction to Atmospheric Physics

Πρ. Ζάνης, Σημειώσεις, ΑΠΘ

Π. Κατσαφάδος και Ηλ. Μαυροματίδης, Αρχές Μετεωρολογίας και Κλιματολογίας, Χαροκόπειο Παν/μιο.

Εργασίες Κ. Βαρώτσου και Κ. Καρτάλη.


Analysis chart valid 12 UTC SAT 24 APR 2004
GEOSTROPHIC WIND SCALE
IN KNOTS FOR ISOBARS AT 4 MB INTERVALS
POLAR STEREOGRAPHIC PROJECTION
H 1035
L 1002
H 1013
L 1004
L 980
L 990
L 1022
H 1029
H 1028
L 1012
L 1005
H 1021
H 1021
1020
1024
1004
1008
1012
1016
Met Office
www.metoffice.com
© Crown copyright

Δυνάμεις που καθορίζουν την κίνηση των αέριων μαζών

Οι δυνάμεις που επιδρούν σε μία αέρια μάζα είναι:

A) Δυνάμεις που μπορούν να θέσουν σε κίνηση μία αέρια μάζα

- Δύναμη της βαροθαθμίδας
- Δύναμη της βαρύτητας

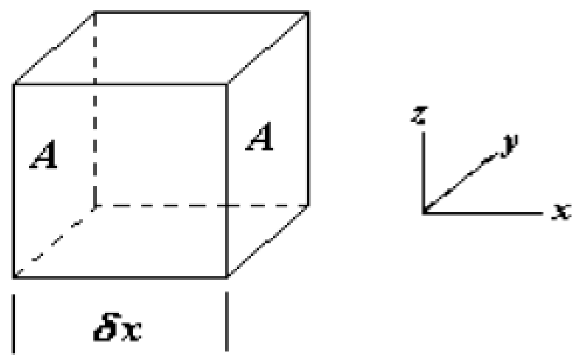
B) Δυνάμεις που εμφανίζονται όταν υπάρχει κίνηση

- Δύναμη τριβής
- Δύναμη Coriolis
- Δύναμη φυγόκεντρος

Δύναμη Βαροβαθμίδας

Έστω $p(x)A$ η δύναμη που ασκείται στην αριστερή πλευρά του στοιχειώδους αέριου κύβου (Σχήμα). Η δύναμη που ασκείται στη δεξιά πλευρά του κύβου θα είναι $-p(x+\delta x)A$. Με βάση τον 2$^{\text{ο}}$ Νόμο του Νεύτων για τη x-διεύθυνση:

$$m\alpha_x = -[p(x+\delta x) - p(x)]A$$



Στοιχειώδης αέριος κύβος βάσης A και ακμής δx.

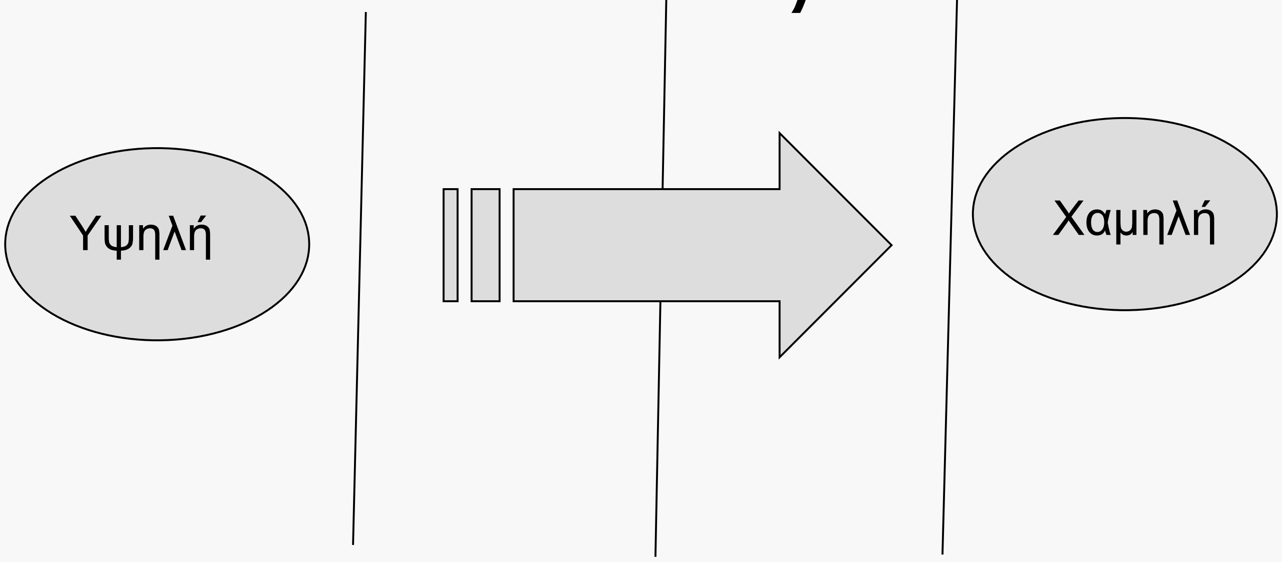
Αν η πυκνότητα της αέριας μάζας είναι ρ τότε η μάζα γίνεται $m = \rho A \delta x$ και συνεπώς η εξίσωση λαμβάνει τη μορφή:

$$(\rho A \delta x)\alpha_x = -[p(x+\delta x) - p(x)]A \quad \Rightarrow \quad a_x = -\frac{1}{\rho}\frac{[p(x+\delta x) - p(x)]}{\delta x}$$

a_x η επιτάχυνση

Δύναμη Βαροβαθμίδας

$$\frac{\vec{F}_p}{m} = -\frac{1}{\rho}\vec{\nabla}P$$



Βαροβαθμίδα: η μεταβολή της ατμοσφαιρικής πίεσης σε διεύθυνση κάθετη πάνω στις ισοβαρείς καμπύλες

- Η δύναμη βαροβαθμίδας έχει φορά αντίθετη από το άνυσμα της βαθμίδας πίεσης (ανάδελτα), δηλαδή κατευθύνεται από τις υψηλές και χαμηλές πιέσεις. Είναι προφανές ότι η ισχυρότερη βαθμίδα πίεσης δίνει και ισχυρότερη δύναμη βαροβαθμίδας.

- Ερώτηση. Αναφέρετε ένα τοπικό φαινόμενο ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας που λειτουργεί λόγω της δύναμης βαροβαθμίδας.

- Στους χάρτες καιρού το πεδίο της πίεσης αποτυπώνεται από ένα σύνολο ισοπληθών καμπύλων χαραγμένων ανά ίσα διαστήματα.
- Οι καμπύλες που χρησιμοποιούνται για την αποτύπωση της κατανομής της πίεσης σε σταθερές επιφάνειες γεωδυναμικού ύψους ονομάζονται ισοβαρείς καμπύλες.
- Οι καμπύλες που αποτυπώνουν την κατανομή του γεωδυναμικού ύψους σε σταθερές ισοβαρικές επιφάνειες καλούνται ισουψείς καμπύλες.

Δύναμη Βαρύτητας

$$\frac{\vec{F}_n}{m} = -\frac{GM}{r^2}\vec{k} = -g_o\vec{k}$$

r = η απόσταση γης και σώματος μάζας m

M = η μάζα της Γης

G = η σταθερά παγκόσμιας έλξης

Φυγόκεντρος Δύναμη

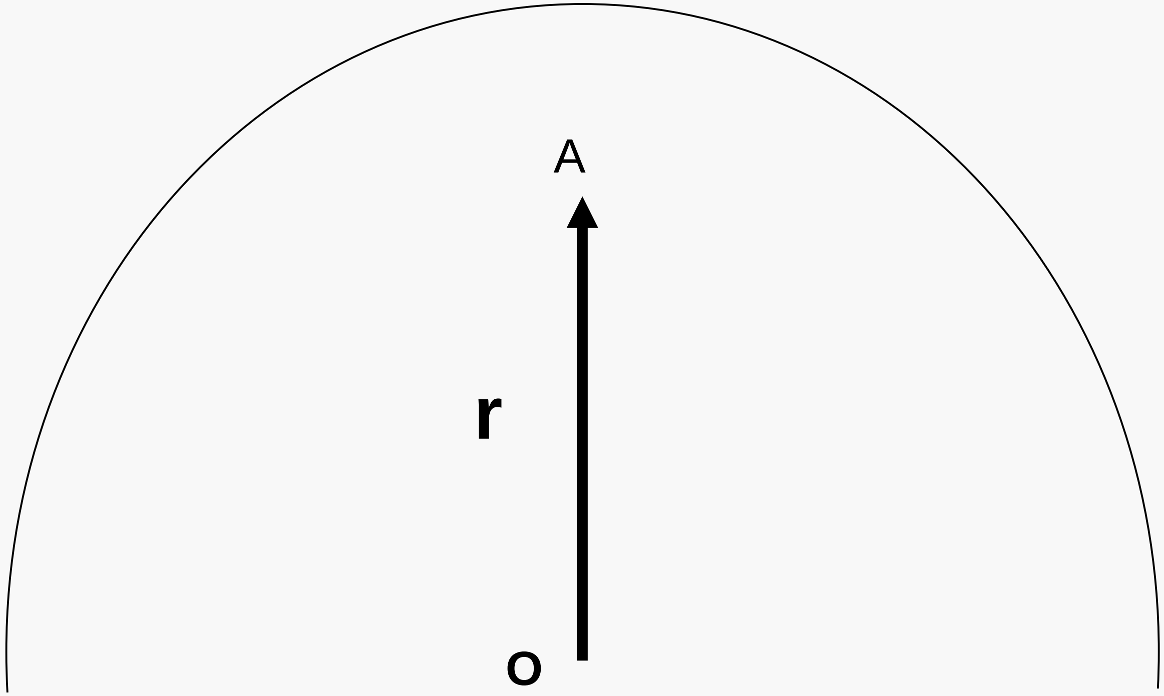
Θεωρείται ως υπαρκτή μόνο από τον παρατηρητή που συμμετέχει στην κίνηση, δηλαδή που συνδέεται με το κινούμενο σύστημα αναφοράς.

$$\frac{\vec{F}_{\phi}}{m} = -\omega^{2}\vec{r}$$

ω =7.29 x 10^{-5} rad/sec

r = η ακτίνα καμπυλότητας της περιστροφικής κίνησης

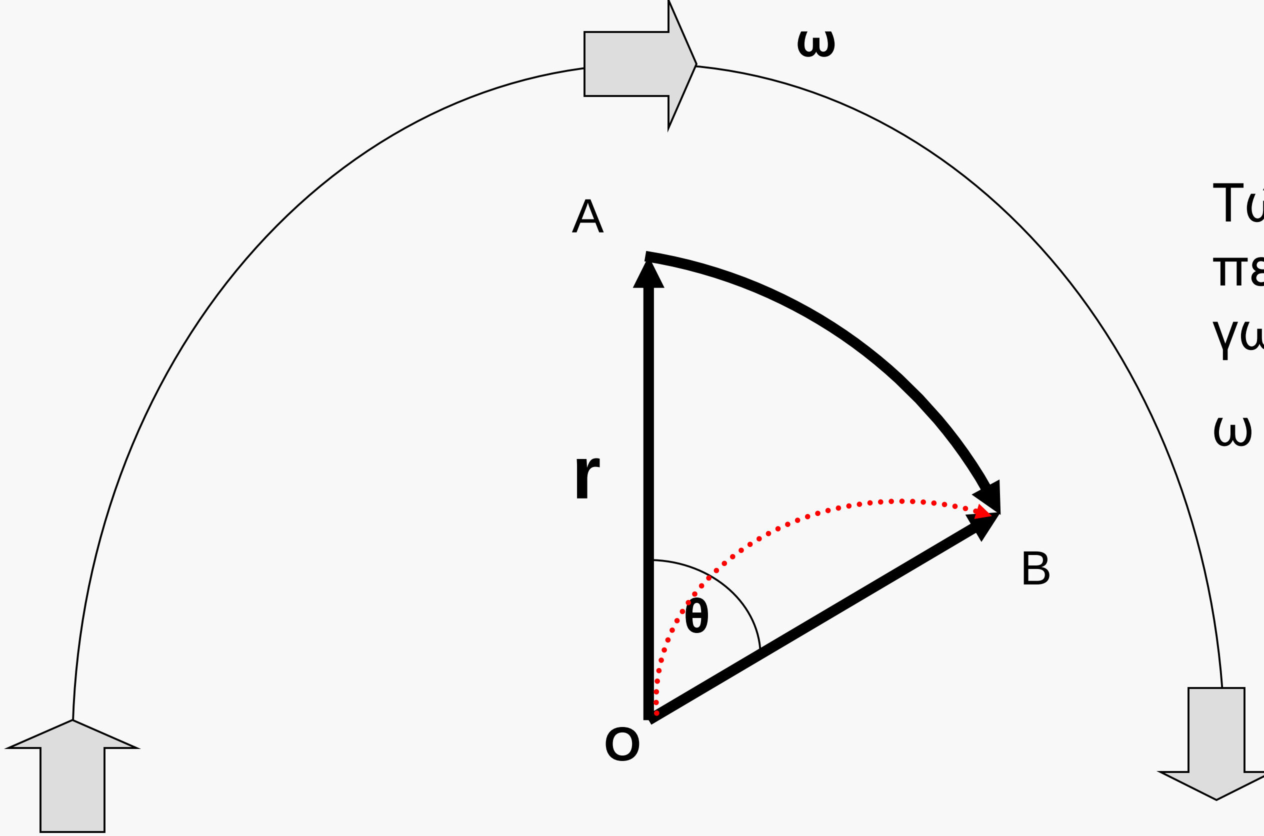
Τι συμβαίνει σε μία αέρια μάζα όταν το σύστημα περιστρέφεται



Ο δίσκος δεν περιστρέφεται και η αέρια μάζα κινείται από το σημείο Ο στο Α με ταχύτητα V.

Θα διανύσει απόσταση r σε χρόνο t:

$$\mathbf{r = V\ t}$$

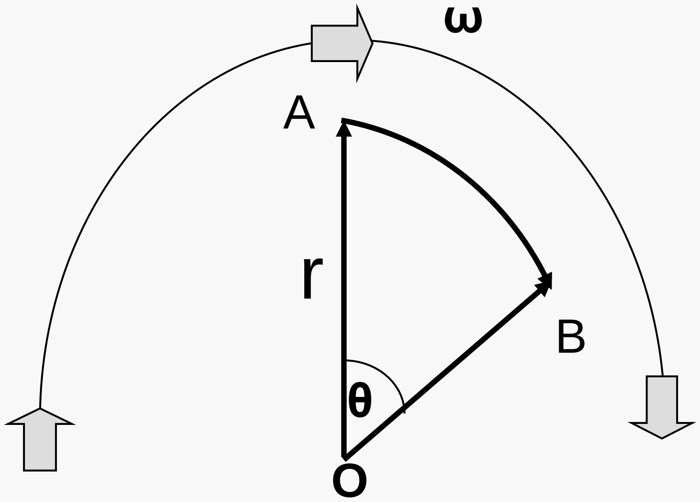


Τώρα ο δίσκος περιστρέφεται με γωνιακή ταχύτητα

$\omega = d\theta/dt$

Στο χρόνο t που χρειάζεται για να μετακινηθεί από το Ο στι Α, το Α έχει μετακινηθεί στο Β καθώς ο δίσκος έχει στραφεί κατά μία γωνία θ:

$$\boldsymbol{\theta = \omega t}$$



$$r = V\,t$$

$$\theta = \omega\,t$$

Η απόσταση ΑΒ είναι:

$$AB = r\,\theta$$

$$= V\,t\ \ \omega\,t$$

Η οποία επίσης δίδεται :

$$AB = a\,t^2/2$$

Δηλαδή: $a\,t^2/2 = V\,t\,\omega\,t$

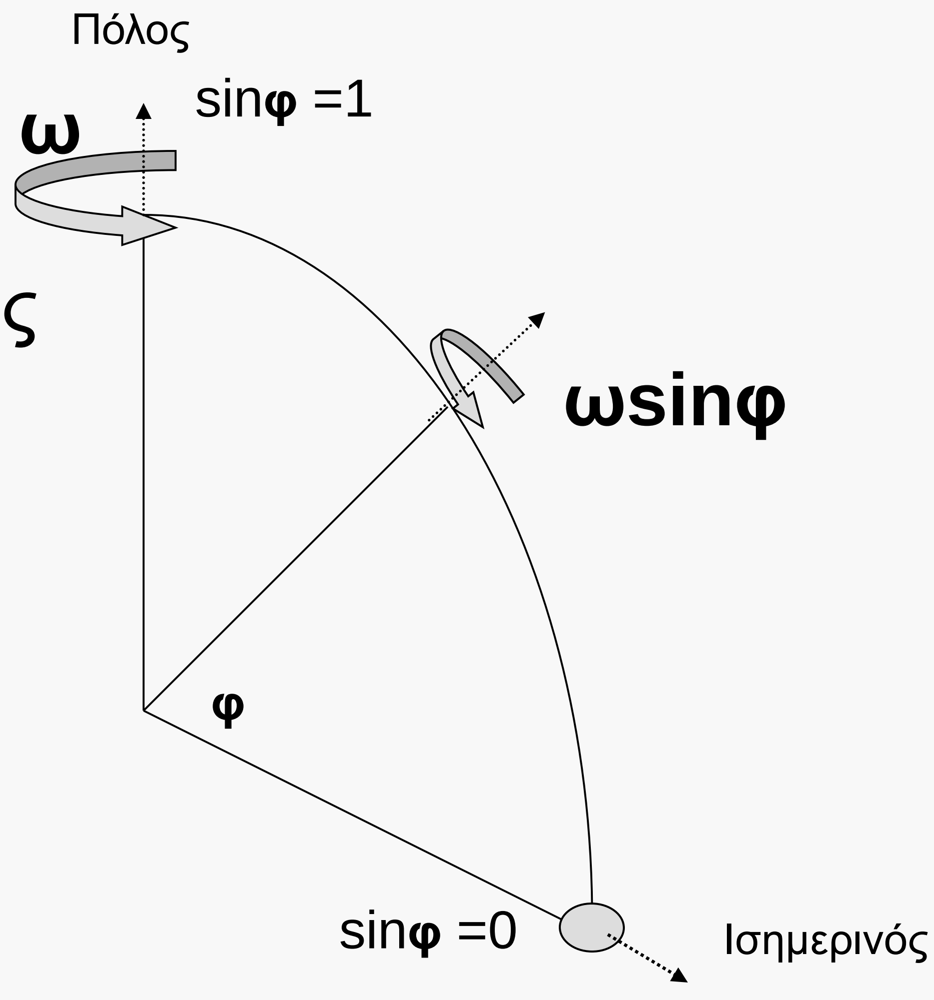
$$a = 2\omega V$$

Όπου **a** η Coriolis επιτάχυνση

Η γή όμως δεν έναι ένας επίπεδος δίσκος οπότε χρειάζεται μία μικρή προσαρμογή

Περιστρεφόμενος δίσκος:
a = 2ωV

Περιστρεφόμενη γη:
a = 2ωVsinφ



Δύναμη Coriolis

Αναπτύσσεται σε κάθε σώμα που κινείται σε σχέση με ένα σύστημα αναφοράς που περιστρέφεται.

$$\frac{F_c}{m} = -2\omega V \sin\phi = -fV$$

$\omega = 7.29 \times 10^{-5}$ rad/sec

V = σχετική ταχύτητα σώματος (αέρα)

m = μάζα σώματος (αέρα)

φ = γεωγραφικό πλάτος

f = coriolis παράμετρος

Όταν οι δυνάμεις και οι κινήσεις αναπαρίστανται σε σφαιρικό σύστημα συντεταγμένων, η οριζόντια συνιστώσα της δύναμης Coriolis προερχόμενη από οριζόντια κίνηση V, δίνεται σε διανυσματική μορφή: $\mathbf{F_c = - f\, k \times V}$

Δύναμη Coriolis

$$\frac{\vec{F}_c}{m} = -2\vec{\omega}\times\vec{V} = -2\omega\begin{bmatrix} \vec{i} & \vec{j} & \vec{k} \\ 0 & \cos\varphi & \sin\varphi \\ u & v & w \end{bmatrix}$$

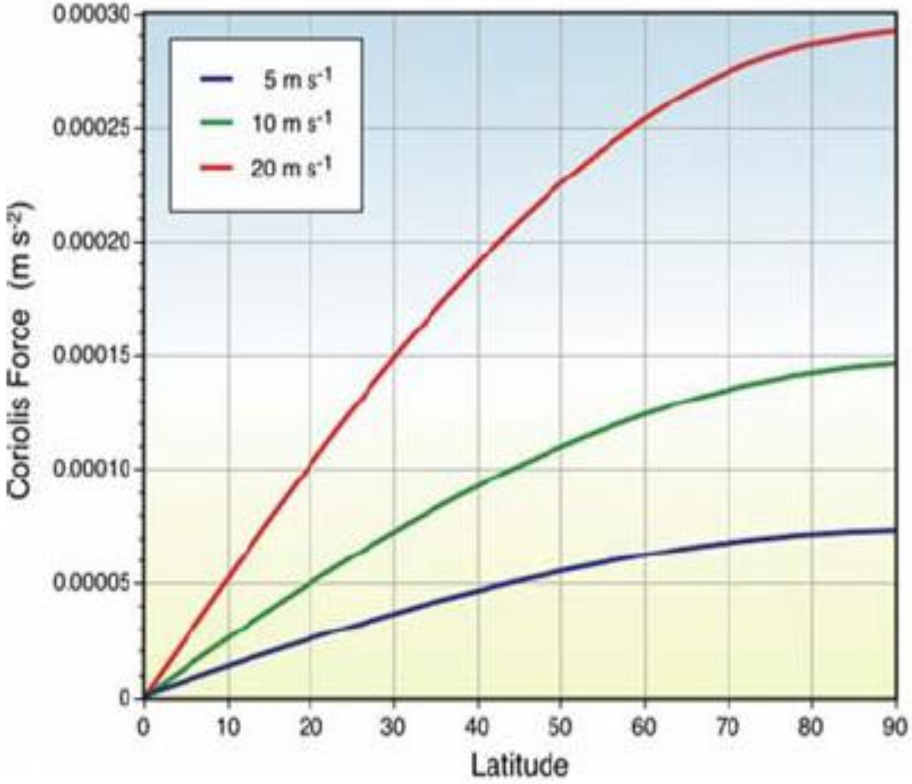
Είναι κάθετη στη ταχύτητα, και επιδρά μόνο στη διεύθυνση της κίνησης. Αναγκάζει τα σώματα να αποκλίνουν προς τα δεξιά της κίνησης τους (Β. Ημισφ.) που είναι σημαντική σε κινήσεις μεγάλης κλίμακας.

Η δύναμη Coriolis έχει διεύθυνση κάθετη της κίνησης και φορά ανάλογα με τη φορά περιστροφής του συστήματος.

Αν το σύστημα περιστρέφεται αντίθετα με τους δείκτες του ρολογιού (αριστερόστροφα), όπως η Γη, η δύναμη θα έχει φορά προς τα δεξιά της κίνησης του σώματος με ταχύτητα V και αντίστροφα.

Η δύναμη Coriolis τείνει να εκτρέψει τα σώματα προς τα δεξιά της κίνησης του στο Βόρειο Ημισφαίριο και προς τα αριστερά στο Νότιο.

Η δύναμη Coriolis επιδρά μόνο στη διεύθυνση της κίνησης και οφείλεται στην περιστροφή της Γης.



Μεταβολή της δύναμης Coriolis (ms^{-2}) με το γεωγραφικό πλάτος.

Εξίσωση κίνησης στο περιστρεφόμενο σύστημα συντεταγμένων

- Η εξίσωση κίνησης της μονάδας της μάζας

$$\frac{d\vec{\mathbf{V}}}{dt} = -2\vec{\boldsymbol{\Omega}} \times \vec{\mathbf{V}} - \frac{1}{\rho}\vec{\nabla}P + \vec{\mathbf{g}} + \vec{F}_T$$

- Όπου η φαινόμενη δύναμη της βαρύτητας:

$$\vec{g} = \vec{g}_o + \omega^2\ \vec{r}$$

(αντιπροσωπεύει το διανυσματικό άθροισμα της πραγματικής βαρυτικής έλξης go που έλκει όλα τα σώματα συγκεκριμένης μάζας προς το κέντρο της Γης και μίας φαινόμενης δύναμης πολύ μικρότερου μεγέθους που καλείται φυγόκεντρος, όπου ω είναι ο ρυθμός περιστροφής του συστήματος συντεταγμένων σε rad/sec και r είναι η απόσταση από τον άξονα περιστροφής)

Εξίσωση κίνησης στο περιστρεφόμενο σύστημα συντεταγμένων

- Στο οριζόντιο επίπεδο η εξίσωση γίνεται:

$$\frac{d\,\vec{\mathbf{V}}_h}{dt} = -\frac{1}{\rho}\vec{\nabla}_h P + f\ \vec{\mathbf{V}}_h \times \hat{k} + \vec{F}_T$$

- Για συνοπτικής ή μεγάλης κλίμακας κινήσεις έχουμε

$$\frac{dV_h}{dt} \sim \frac{20\mathrm{ms}^{-1}}{10^5\mathrm{s}} \qquad \text{και} \qquad fV_h \sim 10^{-4}\ \mathrm{s}^{-1} 20\mathrm{ms}^{-1}$$

- Δηλαδή σε πρώτη προσέγγιση η δύναμη Coriolis είναι μια τάξη μεγέθους μεγαλύτερη από την επιτάχυνση και επομένως η εξίσωση μπορεί να γραφτεί:

$$-\frac{1}{\rho}\vec{\nabla}_h P + f\ \vec{\mathbf{V}}_h \times \hat{k} + \vec{F}_T = 0$$

υποθέτουμε ταχύτητα της τάξης των 20 m s $^{-1}$

Ο γεωστροφικός άνεμος

- Επειδή η δύναμη τριβής γίνεται αμελητέα σε ύψη μεγαλύτερα των 1000m η εξίσωση οριζόντιας κίνησης για συνοπτικής κλίμακας κινήσεις στην ελεύθερη ατμόσφαιρα γίνεται:

$$\boxed{-\frac{1}{\rho}\vec{\nabla}_h P + f\,\vec{\mathbf{V}}_h \times \hat{k} = 0}$$

- Δηλαδή η οριζόντια κίνηση καθορίζεται από τη δύναμη οριζόντιας βαροβαθμίδας και τη δύναμη Coriolis.

- Ο άνεμος που προκύπτει από την κίνηση αυτή ονομάζεται Γεωστροφικός άνεμος ($\mathbf{V_g}$). Ο άνεμος πνέει παράλληλα προς τις ισοβαρείς έχοντας αριστερά του τις χαμηλές πιέσεις.

$$\boxed{\mathbf{V}_g = \frac{1}{\rho f}\hat{k} \times \vec{\nabla}_h P}$$

Οι εξισώσεις του γεωστροφικού ανέμου

- Από την εξίσωση του γεωστροφικού ανέμου
$$\vec{\mathbf{V}}_g = \frac{1}{\rho f}\hat{k}\times\vec{\nabla}_h P$$

παίρνουμε
$$\hat{i}u_g + \hat{j}v_g = \frac{1}{\rho f}\hat{k}\times\left(\hat{i}\frac{\partial p}{\partial x} + \hat{j}\frac{\partial p}{\partial y}\right)$$

όπου u_g και v_g οι αριθμητικές τιμές των ταχυτήτων του γεωστροφικού ανέμου στις διευθύνσεις x και y,

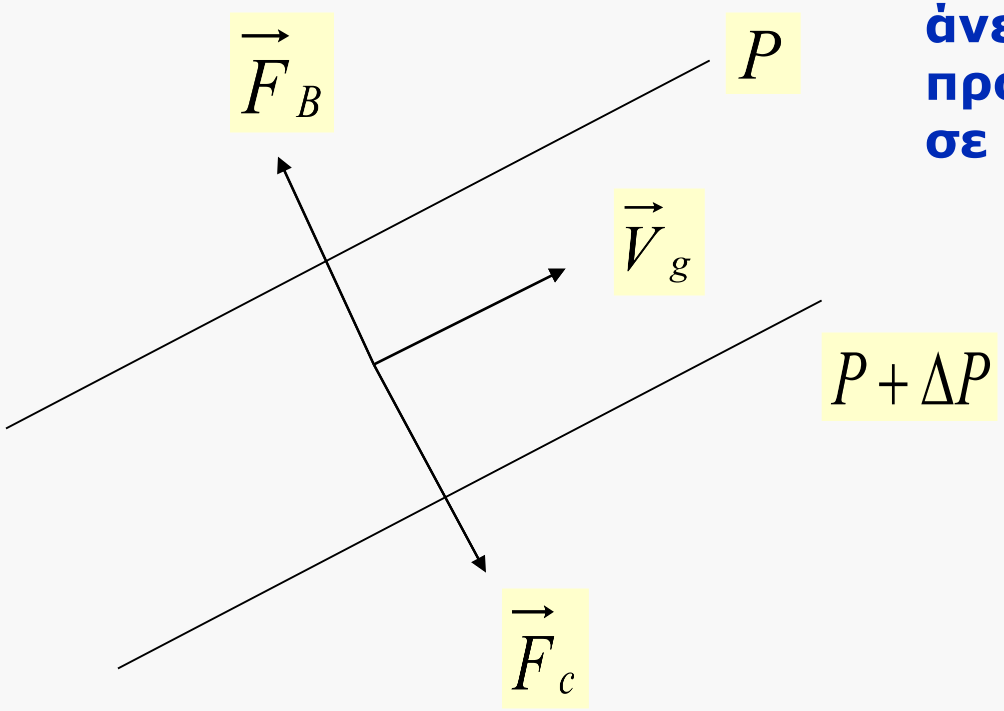
και επειδή
$$\hat{k}\times\hat{i} = \hat{j} \qquad \hat{k}\times\hat{j} = -\hat{i}$$

τελικά παίρνουμε:
$$\hat{i}u_g + \hat{j}v_g = \hat{j}\frac{1}{\rho f}\frac{\partial p}{\partial x} - \hat{i}\frac{1}{\rho f}\frac{\partial p}{\partial y}$$

Οι συνιστώσες της ταχύτητας του γεωστροφικού ανέμου δίνονται από:

$$u_g = -\frac{1}{\rho f}\frac{\partial p}{\partial y} \qquad v_g = \frac{1}{\rho f}\frac{\partial p}{\partial x}$$

$$\left|\vec{F}_B\right| = \left|\vec{F}_C\right| \Rightarrow \frac{1}{\rho}\frac{\partial P}{\partial n} = 2\omega V_g \sin\varphi \Rightarrow \qquad V_g = \frac{1}{\rho f}\frac{\delta P}{\delta n}$$



Ο γεωστροφικός άνεμος είναι ανάλογος προς τη βαροβαθμίδα σε ένα επίπεδο

Η πυκνότητα ρ δεν είναι πάντα γνωστή. Συχνά επιδιώκεται η αντικατάσταση της με το z, χρησιμοποιώντας την υδροστατική εξίσωση:

$$dp = - g \rho dz$$

$$\upsilon_g = \frac{g}{f}\left(\frac{\delta z}{\delta n}\right)_P$$

1. $\frac{\delta z}{\delta n}$ κλίση της ισοβαρικής επιφάνειας

2. ρ δεν περιέχεται στις σχέσεις

χρησιμοποιείται περισσότερο $\Rightarrow$ Χρήση των ισοβαρικών χαρτών

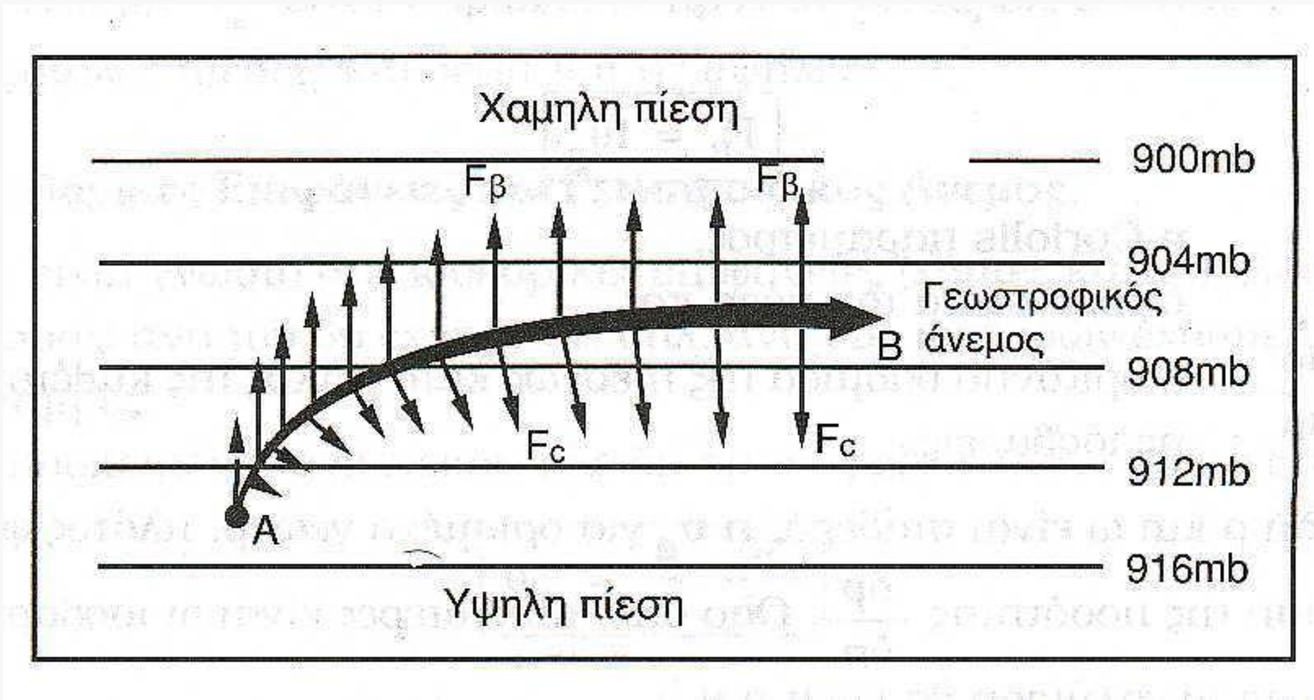
Γεωδυναμικό:

$$d\Phi = g\,dz$$

$$\vec{V}_g = \frac{g}{f}\vec{k}\times\vec{\nabla}_P z = \frac{1}{f}\vec{k}\times\vec{\nabla}_P (gz) \quad \Rightarrow \quad \vec{V}_g = \frac{1}{f}\vec{k}\times\vec{\nabla}_P \Phi$$

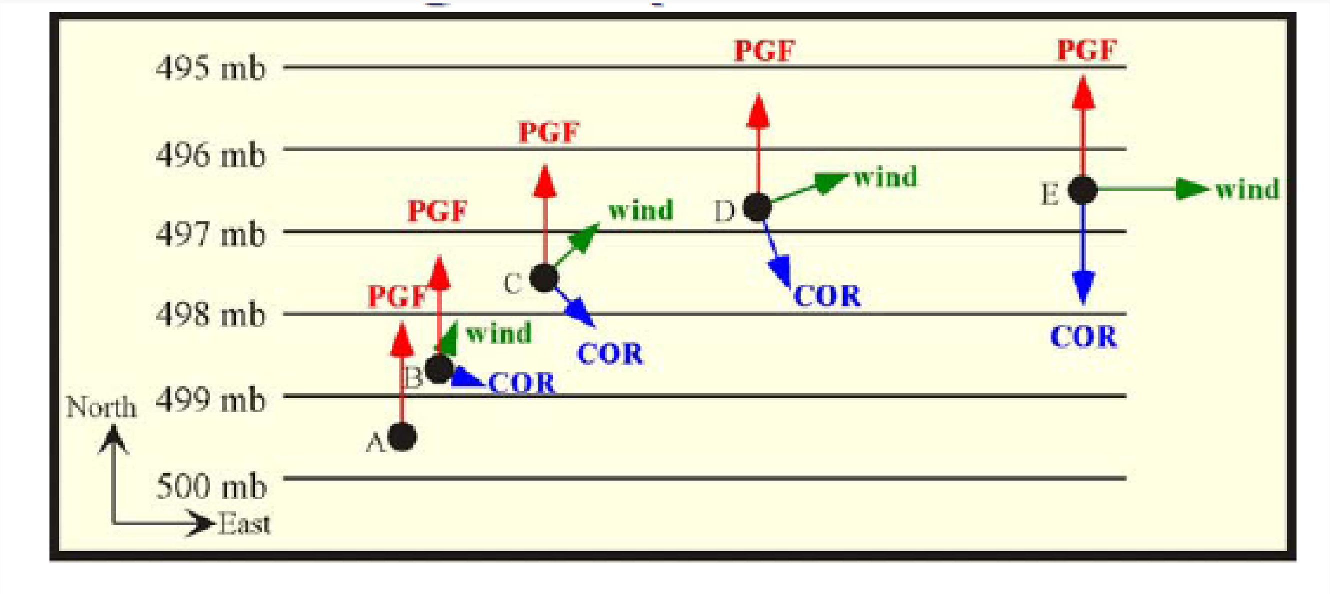
Ο γεωστροφικός άνεμος

- Ο γεωστροφικός άνεμος πνέει παράλληλα στις ισοβαρείς καμπύλες έχοντας αριστερά του τις χαμηλές πιέσεις.



Στους χάρτες καιρού επιφάνειας μπορούμε να χρησιμοποιούμε την έννοια του γεωστροφικού ανέμου μόνο εκεί όπου το πεδίο των ισοβαρών είναι ομογενές

Η γεωστροφική ισορροπία



- Ο άνεμος είναι σε γεωστροφική ισορροπία μόνο εάν δεν επιταχύνεται και δεν αλλάζει διεύθυνση.

- Για να υπάρχει γεωστροφική ισορροπία οι ισοβαρείς πρέπει να είναι ευθείες και σταθερής οριζόντιας βαθμίδας.

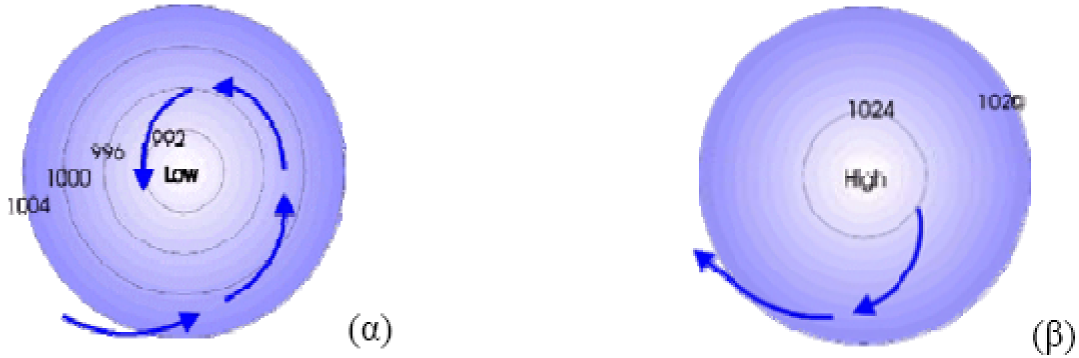
Ο γεωστροφικός άνεμος

- Σε ολόκληρη την ατμόσφαιρα στα μέσα και μεγάλα γεωγραφικά πλάτη το μεγάλης κλίμακας πεδίο των ανέμων τείνει να είναι σχεδόν γεωστροφικό.

- Η κατεύθυνση του ανέμου είναι σχεδόν παράλληλη με τις ισοβαρείς και η ταχύτητα του ανέμου είναι σχεδόν ίση με εκείνη του γεωστροφικού ανέμου με μέγιστο σφάλμα 15%.

- Μεγαλύτερες αποκλίσεις από τη γεωστροφική ροή παρατηρούνται κοντά στην επιφάνεια της γης όπου η **δύναμη της τριβής** παίζει σημαντικότερο ρόλο στην ισορροπία δυνάμεων.

Και στα δύο ημισφαίρια, η κυκλοφορία του γεωστροφικού ανέμου είναι κυκλωνική (ροή αντίστροφη από την κίνηση των δεικτών του ρολογιού) γύρω από το το κέντρο χαμηλών πιέσεων και αντίστροφα, αποδεικνύοντας την ύπαρξη τοπικού ελαχίστου ατμοσφαιρικής πίεσης στο κέντρο των κυκλώνων και τοπικού μεγίστου στο κέντρο των αντικυκλώνων (Σχήμα 4.2.4.2).

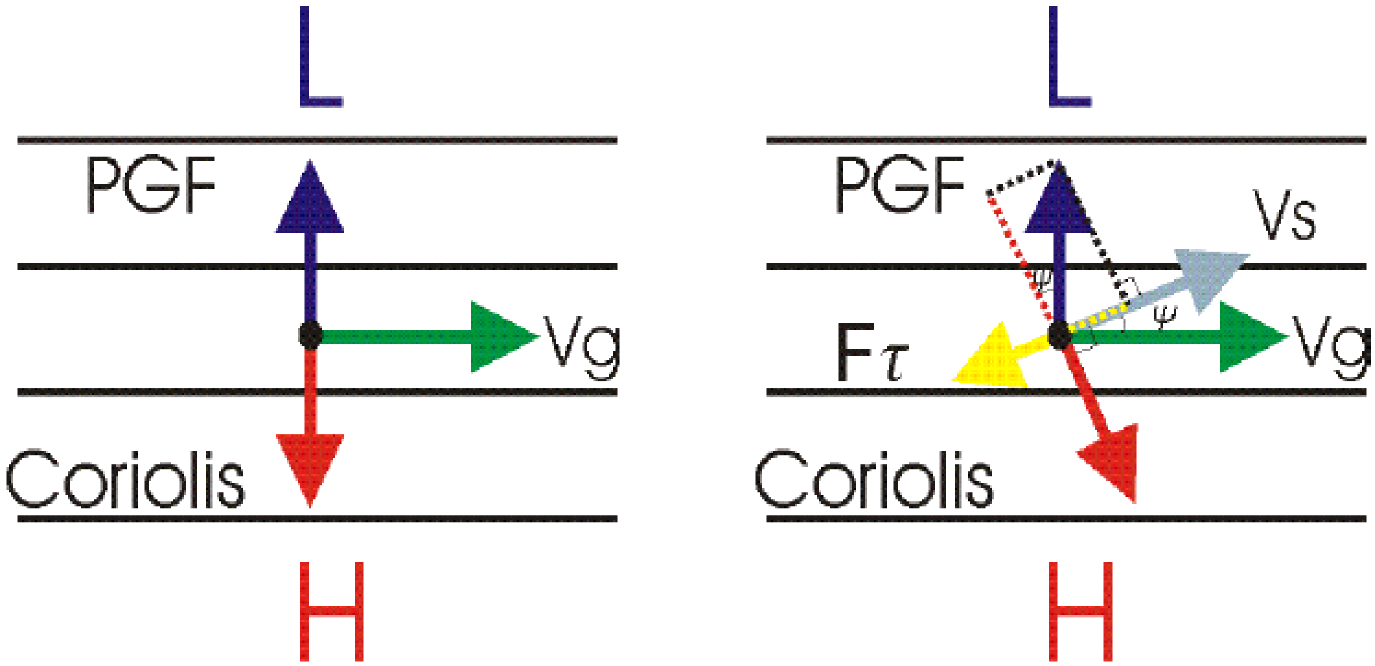


Σχήμα 4.2.4.2: Ροή του ανέμου σε συστήματα (α) βαρομετρικού χαμηλού και (β) βαρομετρικού υψηλού.

Πυκνότερη κατανομή ισοβαρών ή ισοϋψών σημαίνει ανάπτυξη ισχυρότερης δύναμης *Coriolis* για την εξισορρόπηση της δύναμης βαροβαθμίδας και συνεπώς μεγαλύτερη ένταση της ταχύτητας του γεωστροφικού ανέμου.

Η επίδραση της τριβής

Η ισορροπία των τριών δυνάμεων βαροβαθμίδας, *Coriolis* και τριβής ώστε η ολική επιτάχυνση να είναι $dV/dt=0$ παρουσιάζεται στο σχήμα

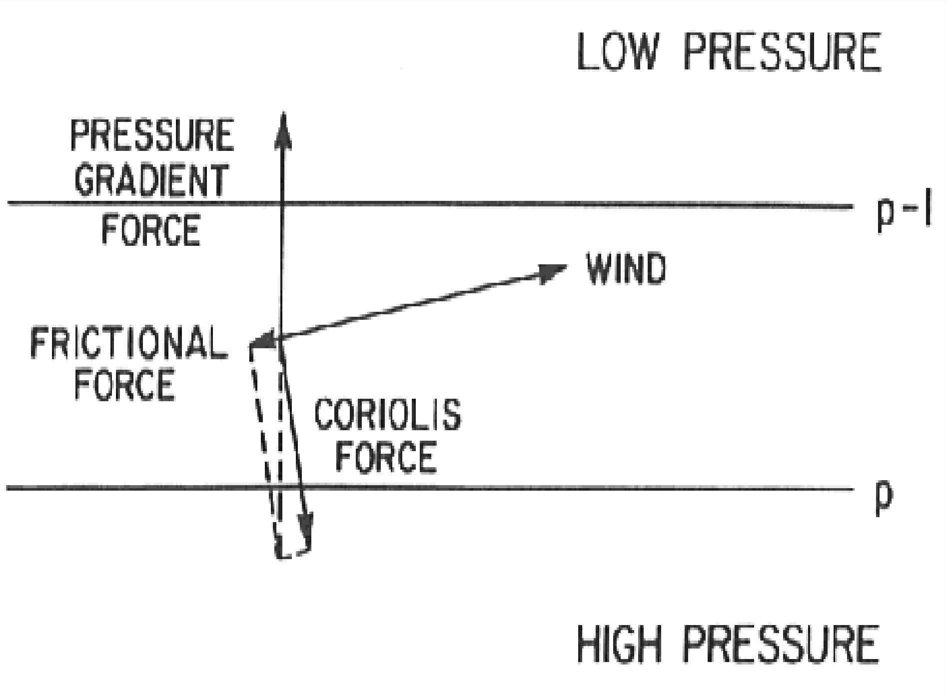


Σχήμα : Ισορροπία δυνάμεων βαροβαθμίδας (*PGF*), Coriolis και τριβής (F_τ) (a) για την περίπτωση του γεωστροφικού ανέμου (V_g) (b) για την περίπτωση του επιφανειακού ανέμου (V_s).

Η δύναμη βαροβαθμίδας ($_{PGF}$) είναι κάθετη στις ισοβαρείς, η *Coriolis* (F_c) έχει φορά προς τα δεξιά του διανύσματος της ταχύτητας V_s της αέριας μάζας στο Βόρειο Ημισφαίριο, ενώ η τριβή (F_τ) έχει φορά αντίθετη της κίνησης. Όταν ξεκινά η κίνηση της αέριας μάζας η δύναμη τριβής είναι αντίθετη της ταχύτητας V_g. Η μείωση της ταχύτητας V_g οδηγεί σε ελάττωση της δύναμης *Coriolis* η οποία δεν μπορεί να εξισορροπήσει τη δύναμη βαροβαθμίδας. Τότε ο άνεμος στρέφεται κατά γωνία ψ προς τις χαμηλότερες πιέσεις.

Πως διαφοροποιείται η επίδραση της τριβής

Ο Άνεμος στο οριακό στρώμα: η επίδραση της τριβής



- **Ισορροπία τριών δυνάμεων**

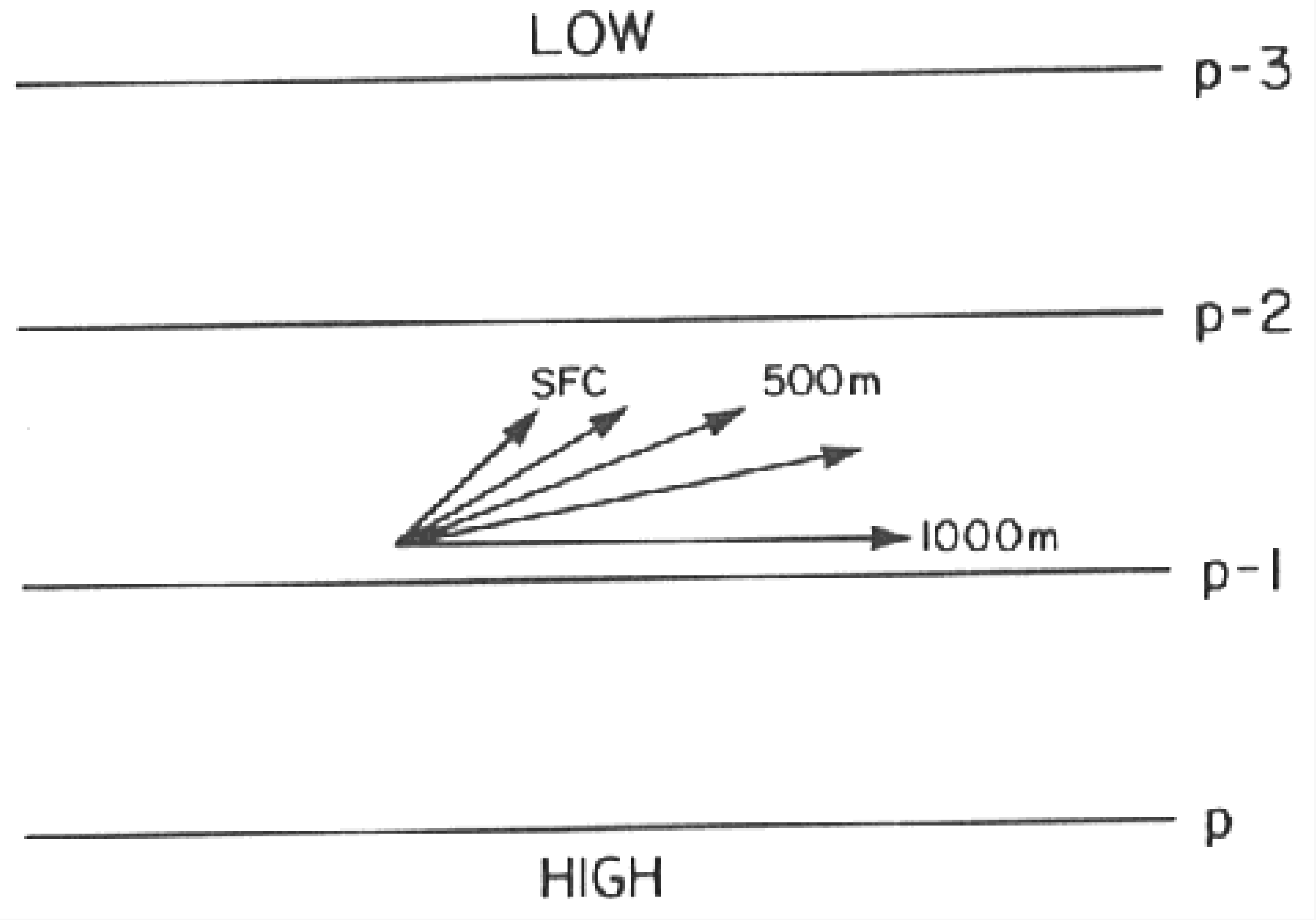
  0 = Βαροβαθμίδα + Coriolis + Τριβή

  0 = PGF + COR + F

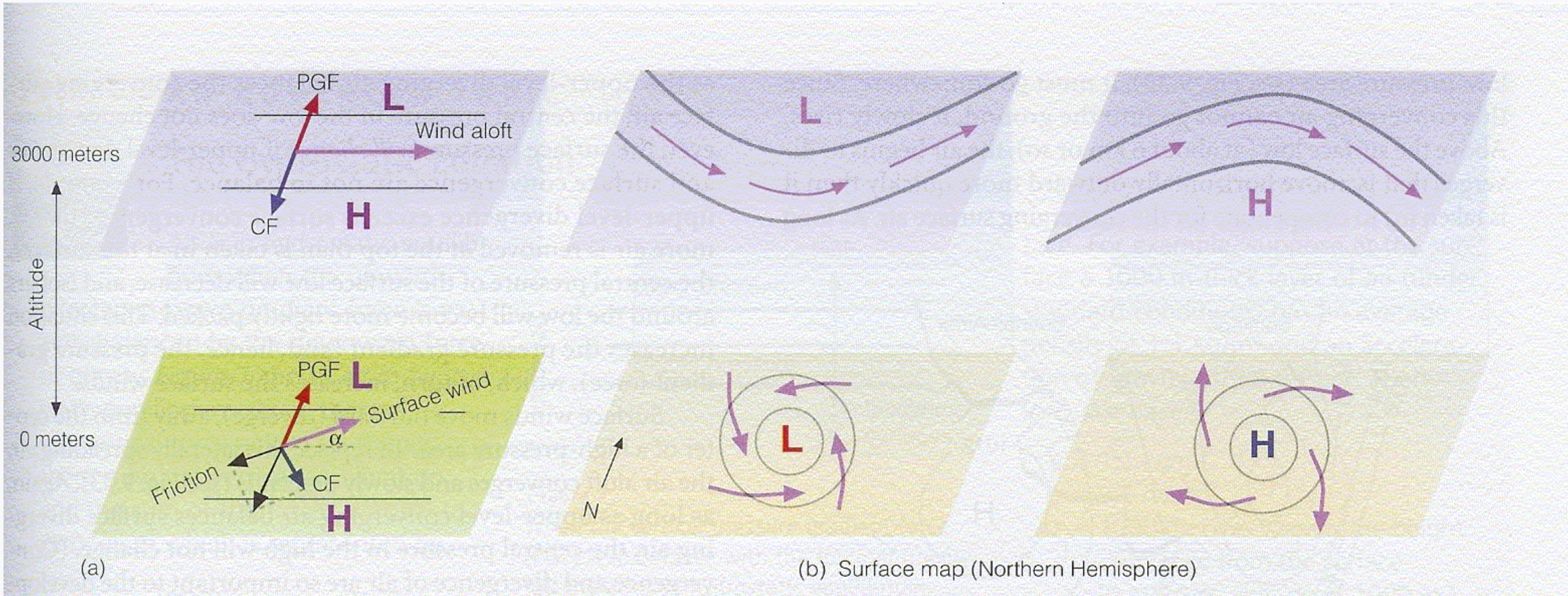
- Η τριβή κάνει τον άνεμο να πνέει υπό γωνία ως προς τις ισοβαρείς από τις ψηλές προς τις χαμηλές πιέσεις για την περιοχή του οριακού στρώματος.

- Η γωνία που σχηματίζει ο άνεμος με τις ισοβαρείς και η ελάττωσή του εξαρτώνται από την τραχύτητα της επιφάνειας .

Σπείρα Ekman στο οριακό στρώμα



Η επίδραση της τριβής στον γεωστροφικό άνεμο



Στις περιοχές των χαμηλών πιέσεων η ροή του αέρα στο οριακό στρώμα (δηλαδή στο στρώμα των πρώτων 500 – 1000 μέτρων) δεν είναι μόνο κυκλωνική αλλά παρουσιάζει και κάποια συρροή προς το χαμηλό κέντρο.

Αντίθετα στα κέντρα υψηλής πίεσης η αντικυκλωνική ροή απομακρύνει τον αέρα από το κέντρο προς την περιφέρεια, όπως απεικονίζεται στο σχήμα

Θερμικός άνεμος

- Το μέγεθος και η διεύθυνση του γεωστροφικού ανέμου συχνά μεταβάλλονται με το ύψος.

- Οι εξισώσεις του γεωστροφικού ανέμου σε ισοβαρικές συντεταγμένες

$$v_g = \frac{g}{f}\left(\frac{\partial z}{\partial x}\right)_p \qquad u_g = -\frac{g}{f}\left(\frac{\partial z}{\partial y}\right)_p$$

- Χρησιμοποιώντας τις εξισώσεις υδροστατικής ισορροπίας και την καταστατική εξίσωση βρίσκουμε:

$$\left\{\begin{matrix} dp = -\rho g\, dz & \dfrac{\partial z}{\partial p} = -\dfrac{1}{\rho g} \\ p = \rho R_a T & \dfrac{1}{\rho} = \dfrac{R_a T}{p} \end{matrix}\right\} \quad \left(\frac{\partial z}{\partial p}\right) = -\frac{R_a T}{p g}$$

Θερμικός άνεμος

- Παραγωγίζοντας τις εξισώσεις του γεωστροφικού ανέμου ως προς p

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

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

- Οι οποίες με βάση την $\left(\frac{\partial z}{\partial p}\right) = -\frac{R_a T}{pg}$ γίνονται

$$\frac{\partial v_g}{\partial p} = -\frac{g}{f}\frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{R_a T}{pg}\right)_p = -\frac{R_a}{f\ p}\left(\frac{\partial T}{\partial x}\right)_p$$

$$\frac{\partial u_g}{\partial p} = +\frac{g}{f}\frac{\partial}{\partial y}\left(\frac{R_a T}{pg}\right)_p = \frac{R_a}{f\ p}\left(\frac{\partial T}{\partial y}\right)_p$$

Θερμικός άνεμος

- Τελικά παίρνουμε

$$\frac{\partial v_g}{\partial p} dp = -\frac{R_a}{f}\left(\frac{\partial T}{\partial x}\right)_p \frac{dp}{p} \qquad dv_g = -\frac{R_a}{f}\left(\frac{\partial T}{\partial x}\right)_p d\ln p$$

$$\frac{\partial u_g}{\partial p} dp = +\frac{R_a}{f}\left(\frac{\partial T}{\partial y}\right)_p \frac{dp}{p} \qquad du_g = +\frac{R_a}{f}\left(\frac{\partial T}{\partial y}\right)_p d\ln p$$

- Ολοκληρώνοντας από p_0 έως p_1 και θεωρώντας ότι T είναι η μέση θερμοκρασία του αερίου στρώματος μεταξύ των επιπέδων Z_0, Z_1

$$v_T = v_{g1} - v_{g0} = \frac{R_a}{f}\left(\frac{\partial \overline{T}}{\partial x}\right)_p \ln\left(\frac{p_0}{p_1}\right)$$

$$u_T = u_{g1} - u_{g0} = -\frac{R_a}{f}\left(\frac{\partial \overline{T}}{\partial y}\right)_p \ln\left(\frac{p_0}{p_1}\right)$$

Θερμικός άνεμος

- Σε διανυσματική μορφή ο θερμικός άνεμος είναι:

$$\mathbf{V}_T = \mathbf{V_g}(p_1) - \mathbf{V_g}(p_0) =$$
$$= (\hat{i} u_{g1} + \hat{j} v_{g1}) - (\hat{i} u_{g0} + \hat{j} v_{g0}) =$$
$$= \hat{i}(u_{g1} - u_{g0}) + \hat{j}(v_{g1} - v_{g0})$$

- Και με βάση τις προηγούμενες εξισώσεις γράφεται

$$\mathbf{V_T} = \hat{i} u_T + \hat{j} v_T = \hat{i}\left[-\frac{R_a}{f}\left(\frac{\partial \overline{T}}{\partial y}\right)_p \ln\left(\frac{p_0}{p_1}\right)\right] - \hat{j}\left[\frac{R_a}{f}\left(\frac{\partial \overline{T}}{\partial x}\right)_p \ln\left(\frac{p_0}{p_1}\right)\right]$$

- Άρα

$$\boxed{\mathbf{V_T} = \frac{R_a}{f}\hat{k} \times \nabla \overline{T} \ln\left(\frac{p_0}{p_1}\right)}$$

Θερμικός άνεμος

- Ο θερμικός άνεμος είναι η κατακόρυφη μεταβολή του γεωστροφικού ανέμου που οφείλεται στην οριζόντια θερμοβαθμίδα.

- SOS. Το όνομά του είναι παραπλανητικό επειδή ο θερμικός άνεμος δεν είναι στην πράξη «άνεμος», αλλά μια *βαθμίδα ανέμου*.

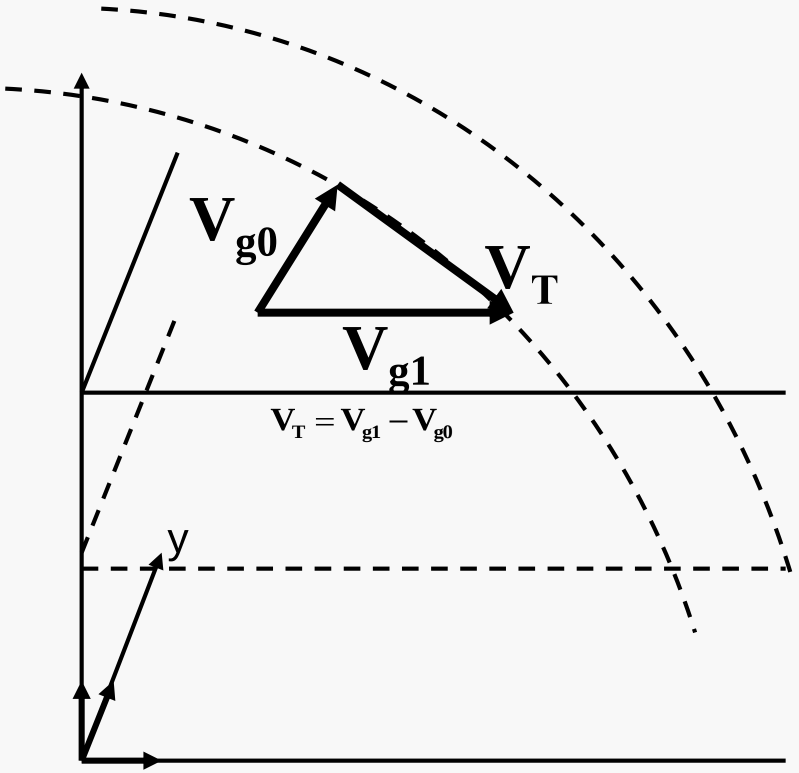
Θερμικός άνεμος

- Αν θεωρήσουμε ότι οι ισόθερμες αντιπροσωπεύουν την κατανομή της μέσης θερμοκρασίας Τ του αερίου στρώματος μεταξύ των ισοβαρικών επιφανειών με πίεση p_0 και p_1 (όπου $p_0 > p_1$), παρατηρούμε τα εξής

- Από την εξίσωση

$$\mathbf{V_T} = \frac{R_a}{f}\hat{k} \times \nabla \overline{T} \ln\left(\frac{p_0}{p_1}\right)$$

- Η διεύθυνση του θερμικού ανέμου είναι παράλληλη στις ισόθερμες με τις χαμηλές θερμοκρασίες αριστερά



Θερμικός άνεμος

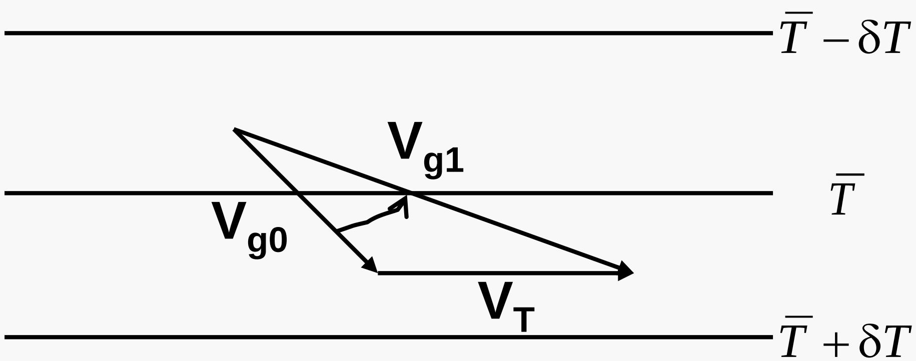
Ο θερμικός άνεμος δίνει τη δυνατότητα να διαπιστώσουμε κατά πόσο σε έναν τόπο ο άνεμος μεταφέρει θερμότερες ή ψυχρότερες αέριες μάζες.

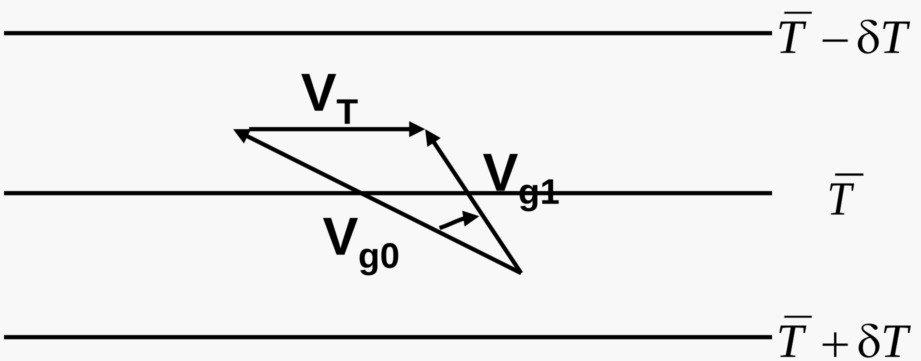
Ψυχρή μεταφορά:

- Αν ο γεωστροφικός άνεμος στρέφεται με το ύψος <u>αντίθετα στη φορά των δεικτών του ρολογιού</u>
- Και στα δύο επίπεδα οι άνεμοι πνέουν από χαμηλότερες προς ψηλότερες θερμοκρασίες

Θερμή μεταφορά:

- Αν ο γεωστροφικός άνεμος στρέφεται με το ύψος <u>στη φορά των δεικτών του ρολογιού</u>
- Οι άνεμοι πνέουν από ψηλότερες προς χαμηλότερες θερμοκρασίες





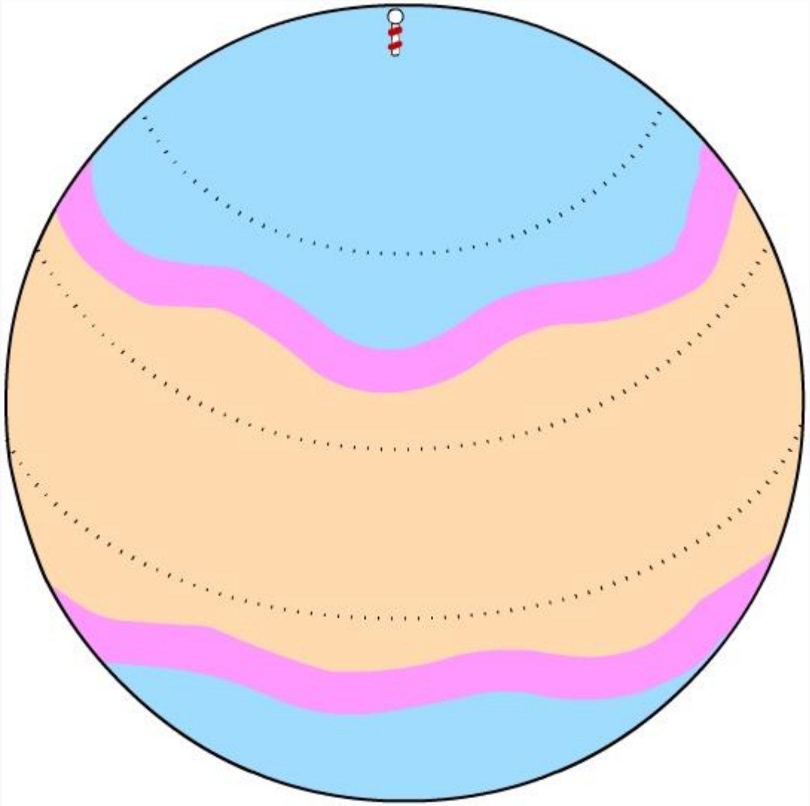
- Με βάση τα παραπάνω, είναι εφικτό να υπολογιστεί η οριζόντια μεταφορά θερμοκρασίας σε μία συγκεκριμένη περιοχή αποκλειστικά από τα δεδομένα της κατακόρυφης κατατομής του ανέμου.
- Ο γεωστροφικός άνεμος σε κάθε ατμοσφαιρικό στρώμα μπορεί να υπολογισθεί επίσης από τη μέση θερμοκρασία του στρώματος.
- Εάν είναι γνωστές η ένταση του γ.α. στα 850 mb και η μέση οριζόντια βαθμίδα θερμοκρασίας στο στρώμα 850-500 mb, τότε από τη σχέση:

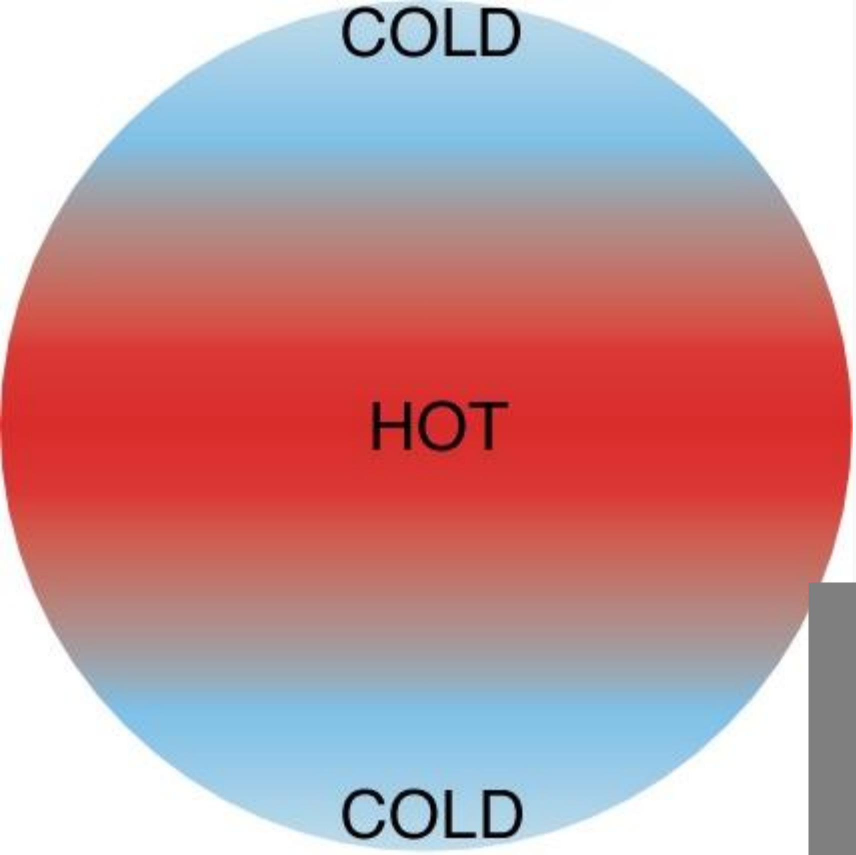
$$\mathbf{V}_{\mathbf{T}} = \frac{R_a}{f} \hat{k} \times \nabla \overline{T} \ln\left(\frac{p_0}{p_1}\right)$$

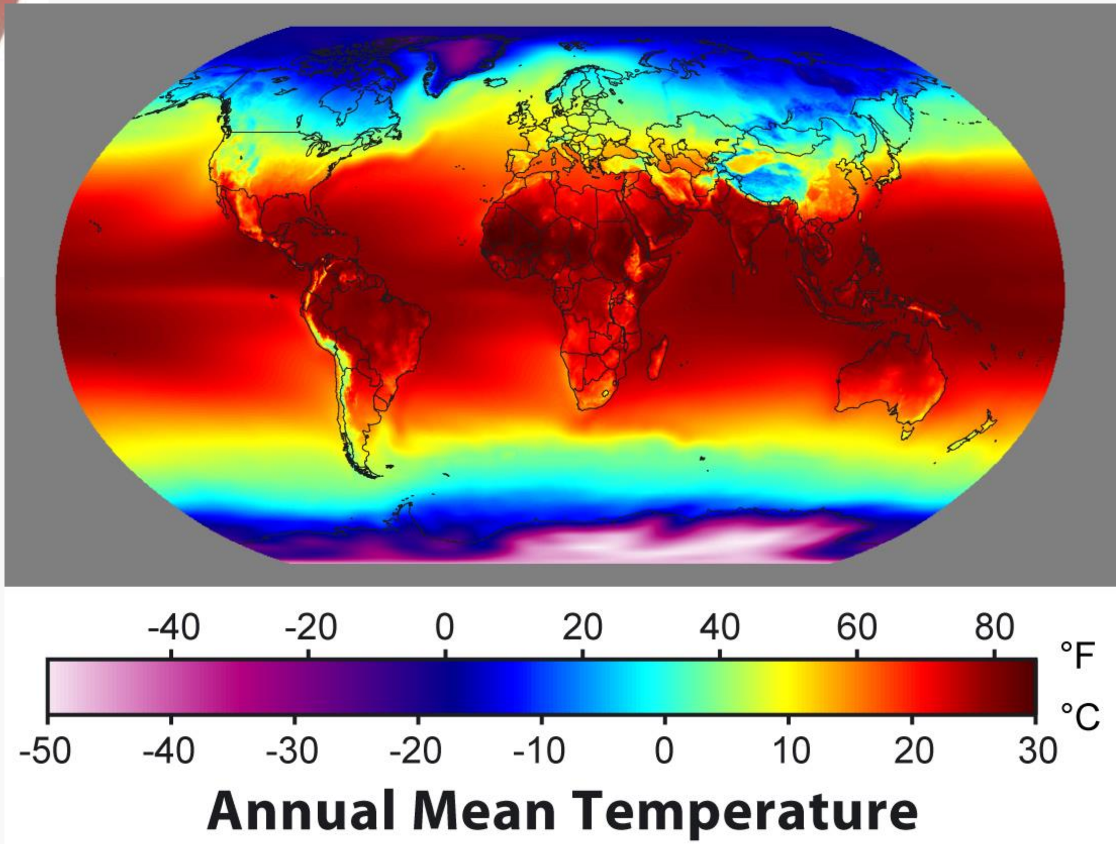
Jet Stream

- Το jet stream είναι ένα παράδειγμα θερμικού ανέμου.

- Προκύπτει από την οριζόντια θερμοβαθμίδα μεταξύ των θερμών τροπικών και των ψυχρών πολικών περιοχών.




COLD
HOT
COLD


-40 -20 0 20 40 60 80 °F
-50 -40 -30 -20 -10 0 10 20 30 °C
Annual Mean Temperature

Άνεμος Βαθμίδας

Η κεντρομόλος επιτάχυνση σε περιοχές με σημαντική καμπυλότητα των τροχιών των αερίων μαζών αποκτά σημαντικές τιμές σε σχέση με τις τιμές που έχει σε τροχιές με περιορισμένη καμπυλότητα. Σε αυτή την περίπτωση, όταν ο όρος της συνολικής επιτάχυνσης *dV/dt* είναι σημαντικός, τότε το μέγεθός του προσεγγίζεται από την κεντρομόλο επιτάχυνση V^2/R_T, όπου R_T είναι η τοπική ακτίνα καμπυλότητας της τροχιάς. Συνεπώς η εξίσωση της οριζόντιας κίνησης , χωρίς την επίδραση της τριβής, μειώνεται στην ισορροπία των δυνάμεων σε διεύθυνση κάθετη στη ροή, δηλαδή:

$$\frac{V^2}{R_T} = -fk \times V - \frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial n}$$

Ο άνεμος που προκύπτει από την ισορροπία των τριών συγκεκριμένων δυνάμεων καλείται *άνεμος βαθμίδας*.

$$V^2 + fR_T V + \frac{R_T}{\rho}\frac{\partial p}{\partial n} = 0$$

η οποία αποτελεί μία δευτεροβάθμια εξίσωση ως προς V.

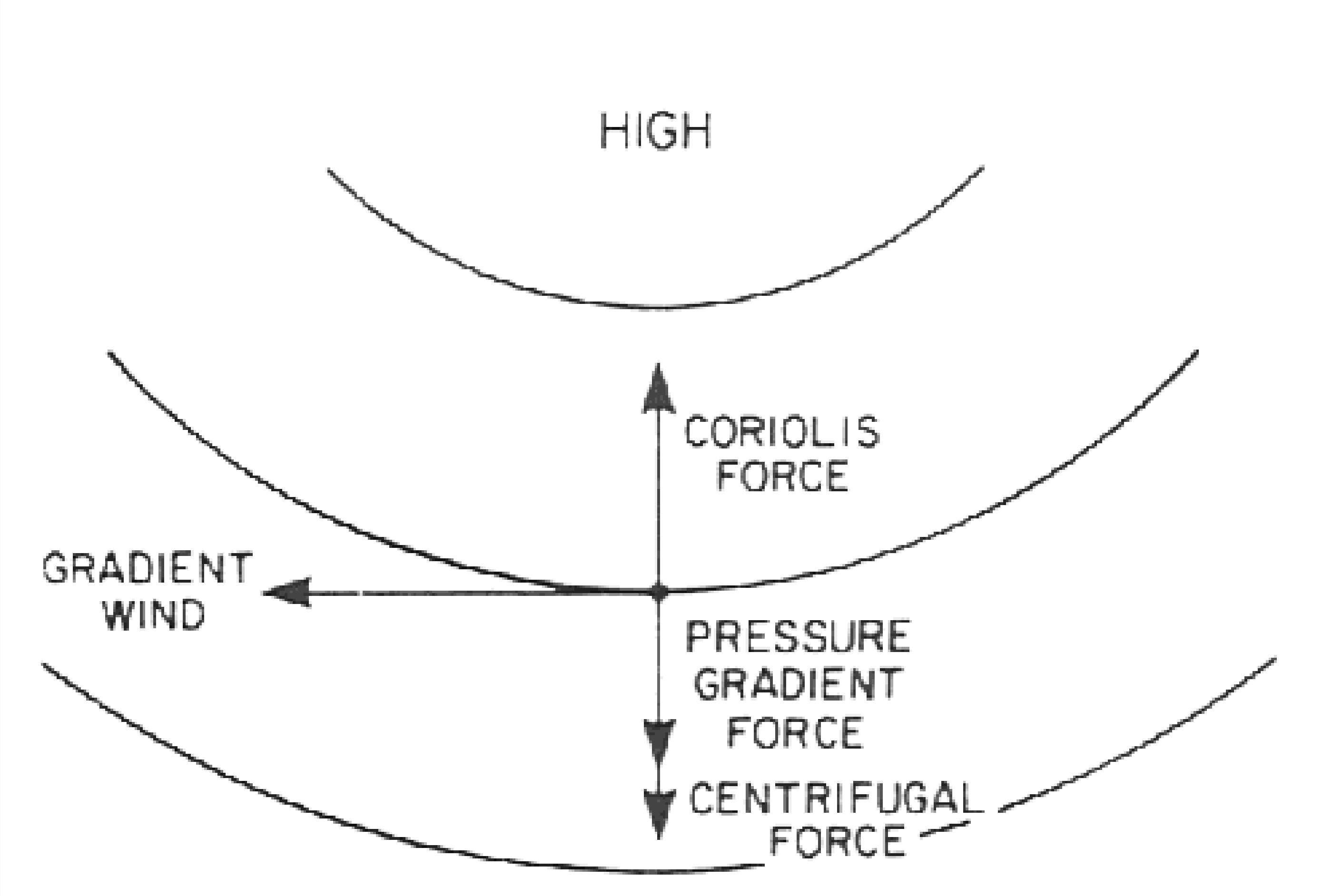
$$V = -\frac{fR_T}{2} \pm \frac{1}{2}\sqrt{f^2 R_T^2 - 4\frac{R_T}{\rho}\frac{\partial p}{\partial n}}$$

Άνεμος Βαθμίδας

Ισορροπία τριών δυνάμεων

0 = Βαροβαθμίδα + Coriolis + Φυγόκεντρος

0 = PGF + COR + F_{ϕ}

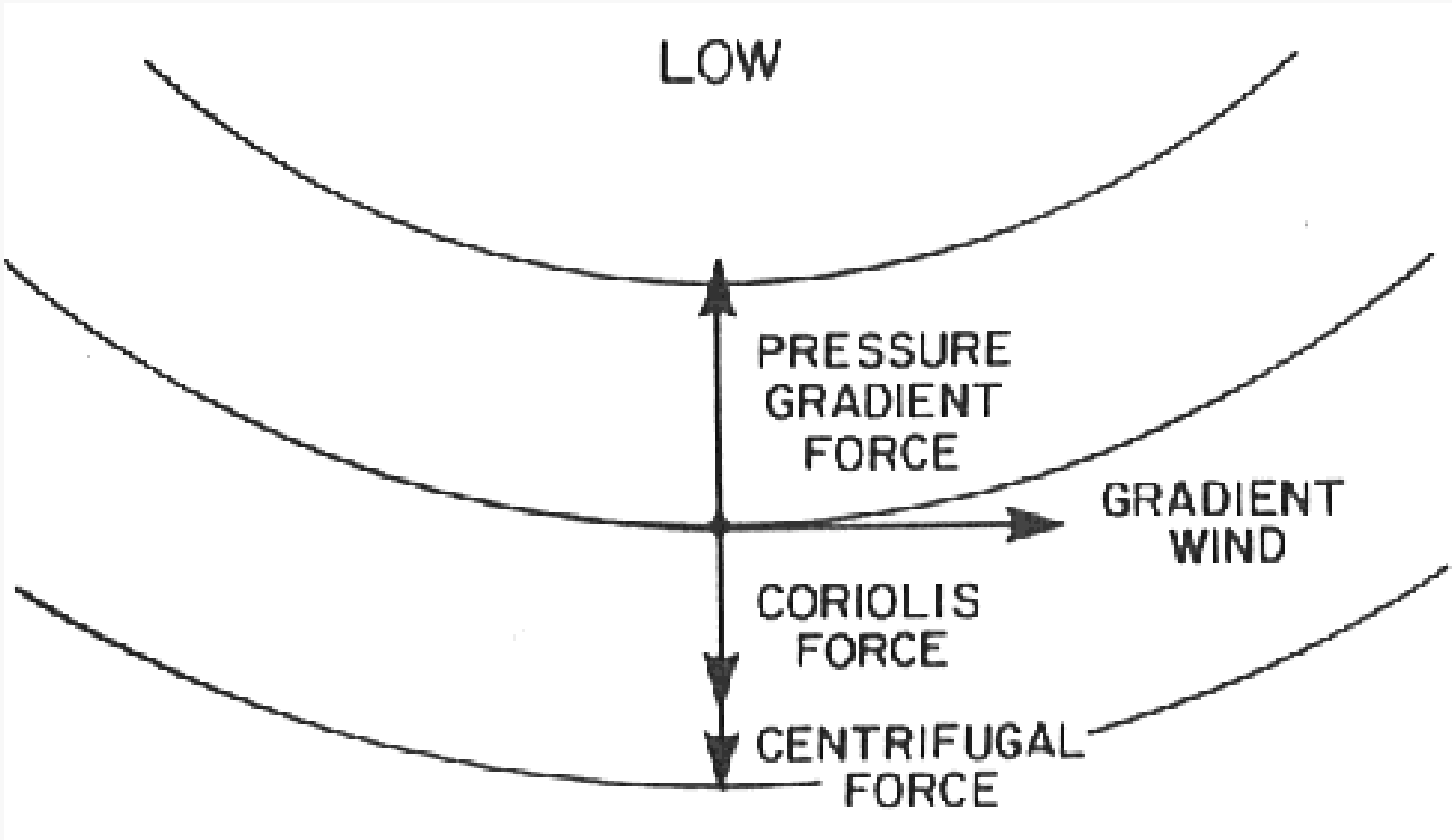


Άνεμος Βαθμίδας

Ισορροπία τριών δυνάμεων

0 = Βαροβαθμίδα + Coriolis + Φυγόκεντρος

0 = PGF + COR + F_{ϕ}



Κυκλοστροφικός Άνεμος

- **Σε περιπτώσεις οριζόντιων κινήσεων πολύ μικρής κλίμακας (100 m)**
- **Ισορροπία δύο δυνάμεων**

  0 = Βαροβαθμίδα + Φυγόκεντρος

  0 = PGF + F_{ϕ}

$$\frac{V^2}{R} = \frac{1}{\rho}\frac{\partial P}{\partial R}$$