



Τμήμα Φυσικής

Δυναμική Ατμόσφαιρας

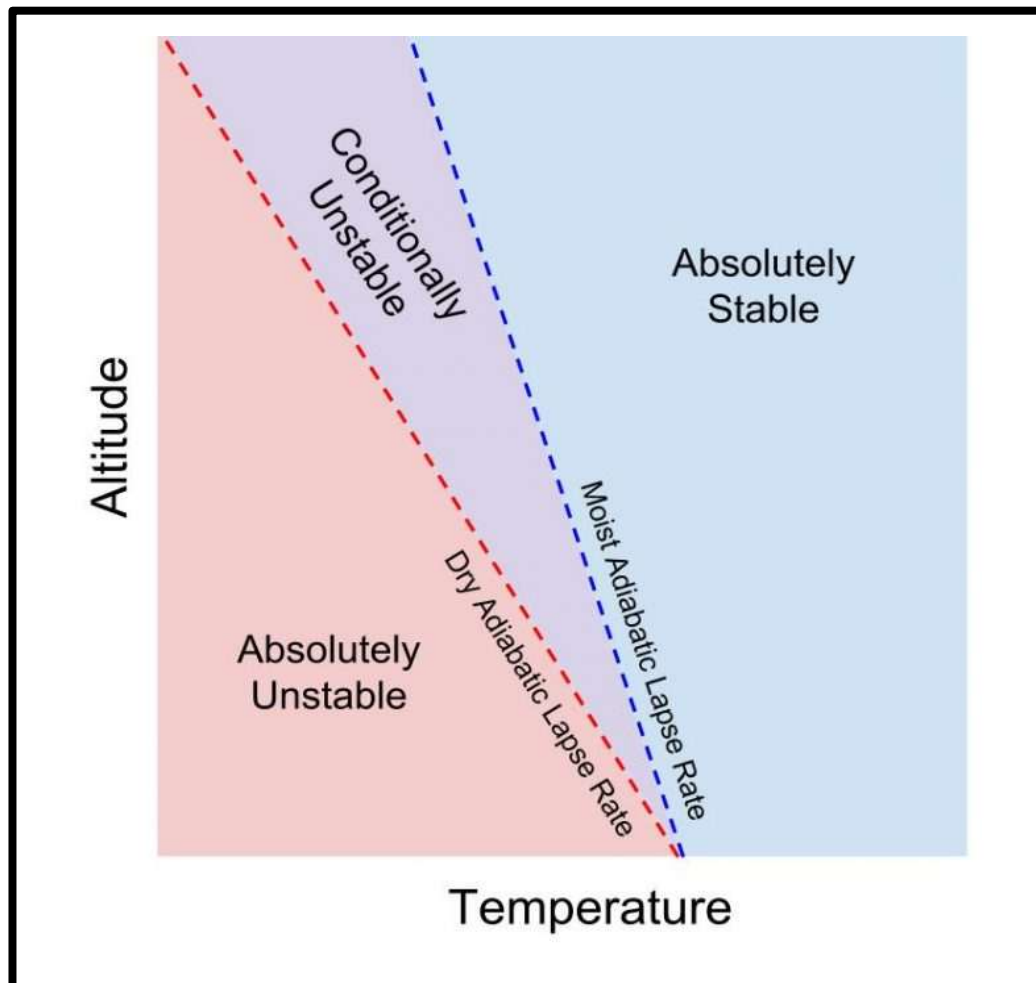
Ευάγγελος Τυρλής

ΕΘΝΙΚΟ ΚΑΙ ΚΑΠΟΔΙΣΤΡΙΑΚΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΑΘΗΝΩΝ

Τμήμα Φυσικής

Τομέας Φυσικής Περιβάλλοντος & Μετεωρολογίας

3. Ατμοσφαιρική Ευστάθεια



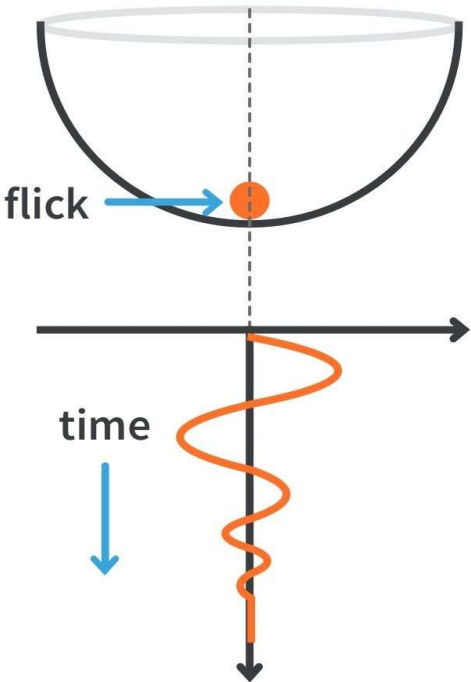
- Η έννοια της αστάθειας
- Είδη ατμοσφαιρικής αστάθειας
- Στατική ευστάθεια
- Υγρή/Ξηρή αδιαβατική θερμοβαθμίδα
- Κριτήρια στατικής ευστάθειας και αστάθειας
- Μηχανισμοί μεταβολής της στατικής ευστάθειας
- Εφαρμογές

1. Η έννοια της ευστάθειας συστήματος

Η ευστάθεια χαρακτηρίζει την αντίδραση σώματος ή συστήματος σε μικρή διατάραξη από θέση ισορροπίας.

Ευσταθής

Σφαίρα ηρεμεί σε εσοχή βάθους μεγαλύτερου των διαστάσεών της.

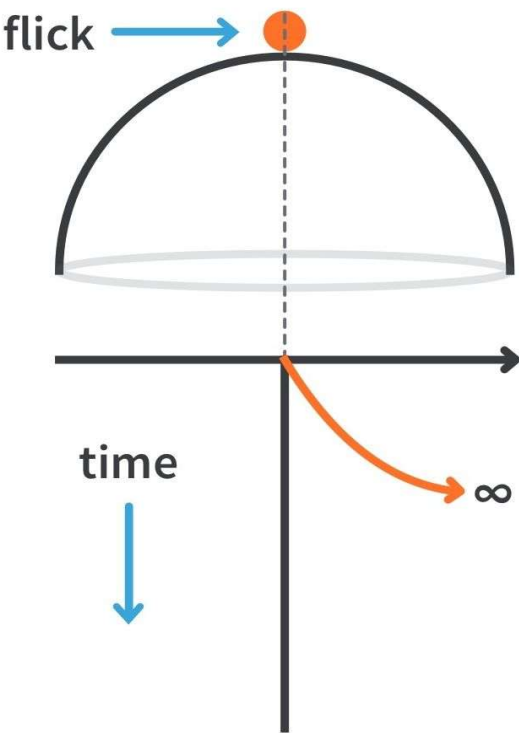


Όταν η κατάσταση της σφαίρας διαταράσσεται, αυτή εκτρέπεται και εκτελεί ταλάντωση, η οποία αποσβένεται.

Η αρχική ώθηση δεν μπορεί να τη διατηρήσει σε κίνηση και αυτή επιστρέφει στην αρχική της θέση.

Ασταθής

Σφαίρα ηρεμεί σε κορυφή έξαρσης.

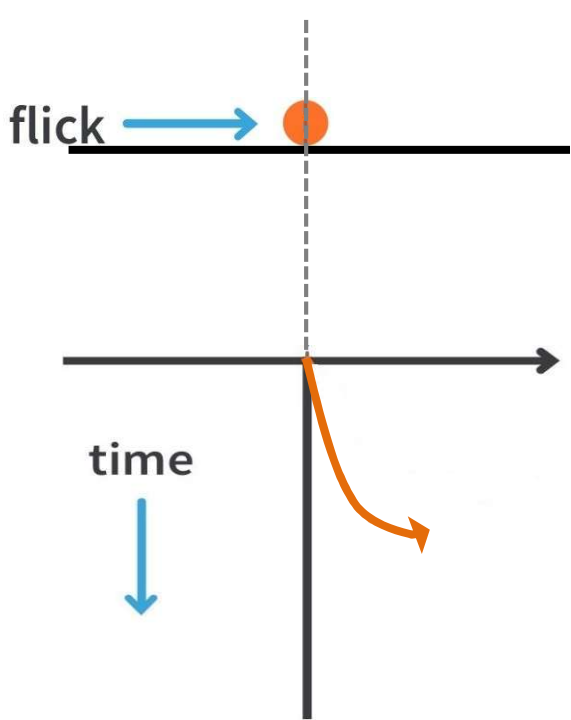


Η αρχική μικρή ώθηση θέτει τη σφαίρα σε συνεχή κίνηση. Δεν επιστρέφει ποτέ στην αρχική θέση.

Όταν η κατάσταση της σφαίρας διαταράσσεται, αυτή απομακρύνεται.

Μετασταθής

Σφαίρα ηρεμεί σε επίπεδο.

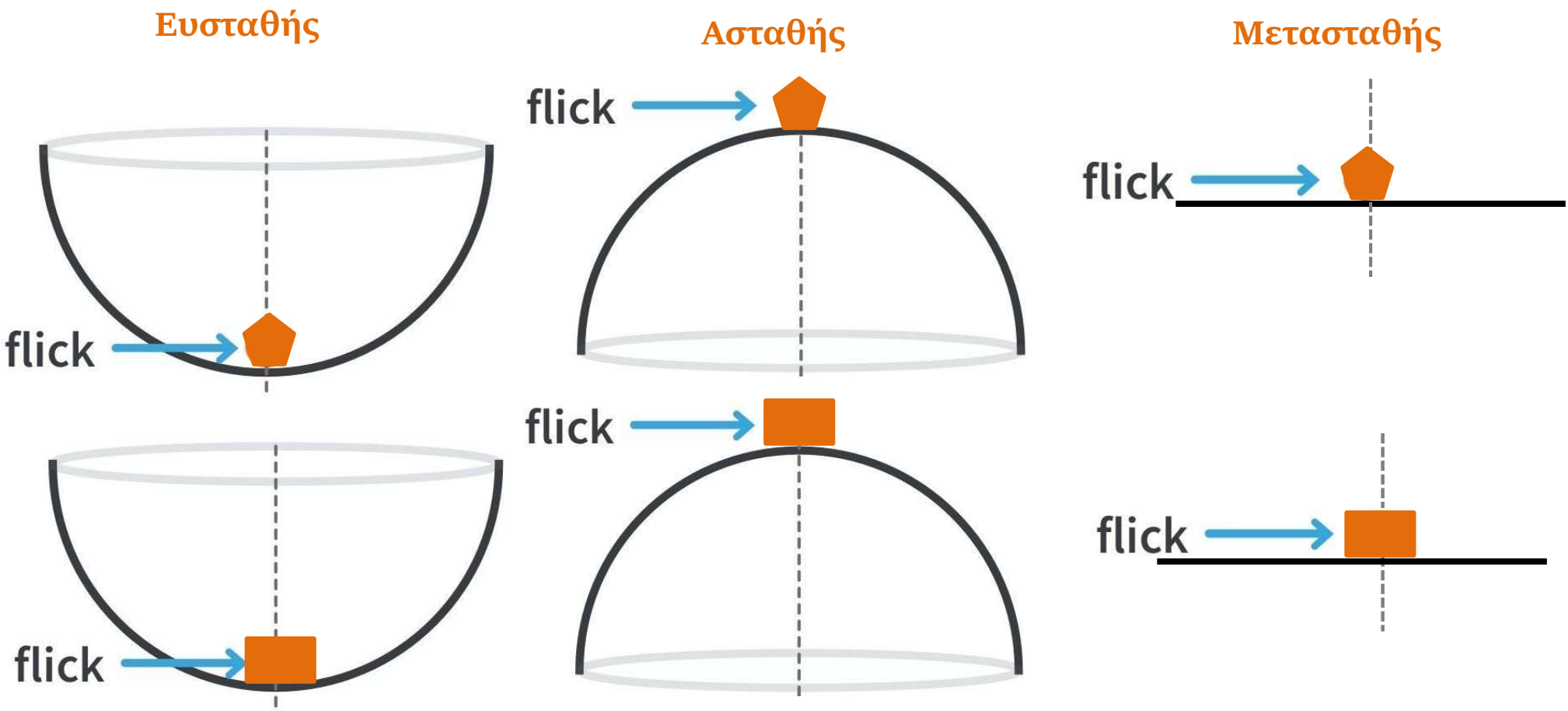


Η αρχική μικρή ώθηση προκαλεί παλινδρόμηση της σφαίρας, η οποία μπορεί να επιστρέψει στην αρχική της θέση ή να βρέθει γειτονική αλλά ουσιαστικά παρόμοια κατάσταση.

Ερώτηση: Η σταθερότητα της κατάστασης της σφαίρας (ή γενικά συστήματος) εξαρτάται μόνο από το άμεσο περιβάλλον της, δηλαδή τις επιτρεπόμενες ενεργειακές στάθμες και την εξωτερική διαταραχή;

2. Ευαισθησία συστήματος

Αντικαθιστούμε την σφαίρα με πενταγωνικό πρίσμα ή τετράεδρο.



Σε κάθε περίπτωση το πρίσμα και ακόμη περισσότερο το τετράεδρο είναι πιο σταθερά επειδή περιστρέφονται πιο δύσκολα. Επειδή ανθίσταται στην κίνηση το σώμα/σύστημα καθίσταται πιο ευσταθές.

Ως εκ τούτου, υπάρχει διαβάθμιση στην αστάθεια ενός σώματος/συστήματος.

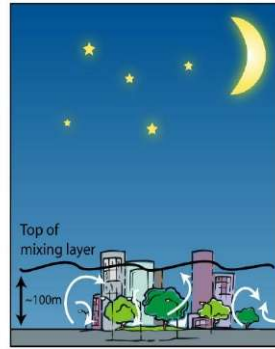
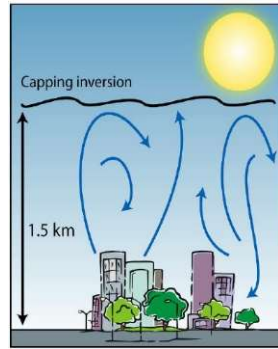
Απάντηση: Η σταθερότητα της κατάστασης σώματος/συστήματος δεν εξαρτάται μόνο από το άμεσο περιβάλλον του αλλά και την ιδιότητα του σώματος/συστήματος να αντιστέκεται στην εξωτερική διαταραχή. Αυτή η ιδιότητα ονομάζεται **ευαισθησία**.

3. Ευστάθεια ή αστάθεια σε Ατμοσφαιρική ροή

Στην περίπτωση της Ατμόσφαιρας, η οποία βρίσκεται συνεχώς σε κίνηση, η έννοια της ευστάθειας και της αστάθειας σχετίζεται συνήθως με αν το η ροή γίνεται τυρβώδης ως αποτέλεσμα μιας μικρής διαταραχής. Οι πιθανές τυρβώδεις αποκρίσεις αφορούν σε *eddies* όλων των μεγεθών που μπορεί να φιλοξενήσει το ατμοσφαιρικό σύστημα.

Ευσταθής - Stable

Η ροή του αέρα είναι ή γίνεται στρωτή (*laminar*).



Ασταθής - Unstable

Η ροή του αέρα είναι ή γίνεται τυρβώδης (*turbulent*) παρουσιάζοντας ακανόνιστη εμφάνιση με στροβίλους διαφόρων μεγεθών.



Ουδέτερη - Neutral

Η ροή του αέρα δεν παρουσιάζει καμμία τάση αλλαγής. Οι διαταραχές ούτε ενισχύονται ούτε αποσβαίνουν.



4. Η έννοια της ατμοσφαιρικής αστάθειας

Ορισμός

- Αυθόρμητη ανάπτυξη μιας μικρής κλίμακας διαταραχής σε *βασική κατάσταση* υποβάθρου ροής (basic-state environment).
- Η απαιτούμενη ενέργεια για την ανάπτυξη της διαταραχής πηγάζει από την βασική κατάσταση.

Ο προσδιορισμός μιας ροής ως προς την ευστάθειά της ελέγχεται λαμβάνοντας υπόψη όλες τις διαδικασίες που επηρεάζουν τη ροή: άνωση/βαρύτητα, οριζόντια και κατακόρυφη διάτμηση ανέμου, περιστροφή συστήματος κτλ

Όμως χάριν απλότητας, κάποιες φορές ελέγχουμε την ευστάθεια ως προς μια ή κάποιο υποσύνολο διαδικασιών με αποτέλεσμα να μελετάμε:

Static (gravitational/vertical) Stability

Στατική ευστάθεια

Αγνοούμε όλες τις διαδικασίες πλην της πλευστότητας (άνωση-**βαρύτητα**). Καθορίζεται από το αποτέλεσμα **κατακόρυφης μετακίνησης** στοιχείου αέρα, υπό την επίδραση της δύναμης πλευστότητας.

Dynamic Stability

Δυναμική ευστάθεια

Εκτός από την δύναμη πλευστότητας μελετάμε και την επιρροή των μεταβολών της ταχύτητας της ροής σε οριζόντια & κατακόρυφη διεύθυνση:

Κατακόρυφη & οριζόντια διάτμηση της ταχύτητας του ανέμου (**horizontal & vertical wind shear**).

Αν ο έλεγχος δυναμικής ευστάθειας υποδείξει αστάθεια τότε η ροή θα βρίσκεται σε τυρβώδη κατάσταση ανεξάρτητα από την στατική της ευστάθεια.

5. Κατηγορίες αστάθειας

Local or punctual instability

- Στοιχεία ρευστού δρουν **μεμονωμένα**
- Η κίνηση εξελίσσεται **τυχαία**
- Το κριτήριο αστάθειας εξαρτάται μόνο από **τοπικές** ιδιότητες της ροής
- Η έλευση της αστάθειας είναι **κατακλυσμιαία** και οδηγεί σε “ανατροπή” των στοιχείων του ρευστού καθ’ ύψος.

Παράδειγμα

Κατακόρυφη μετατόπιση
στοιχείου ρευστού
σε συνθήκες στατικής
αστάθειας



Παράδειγμα γεωφ. ρευστού

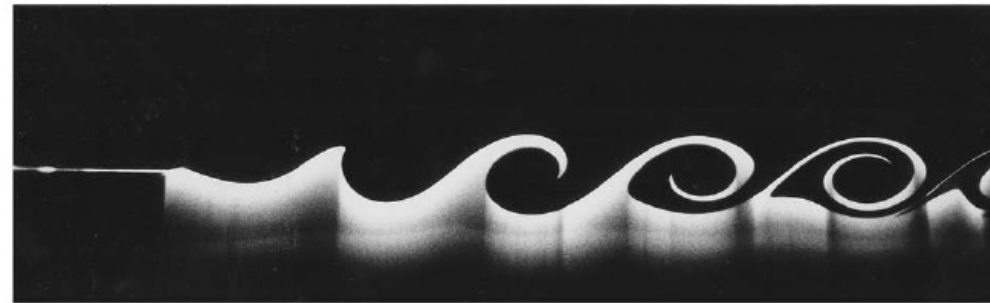
Inertial instability

Global or organized instability

- Στοιχεία ρευστού δρουν σε **συνέργεια**
- Υπάρχει διευθέτηση κίνησης σε **κυματική** μορφή
- Το κριτήριο αστάθειας εξαρτάται μόνο από **ευρύτερες** ιδιότητες της ροής και στο μ.κ. της διαταραχής.
- Η έλευση της αστάθειας είναι **αργή** και οδηγεί **βαθμιαία** στην αύξηση του πλάτους των κυματικών διαταραχών.

Παράδειγμα

Αστάθεια Kelvin-Helmholtz



Cushman-Roisin & Beckers 2009

Παράδειγμα γεωφ. ρευστού

Mixed barotropic/baroclinic instability

6. Βασικοί τύποι αστάθειας

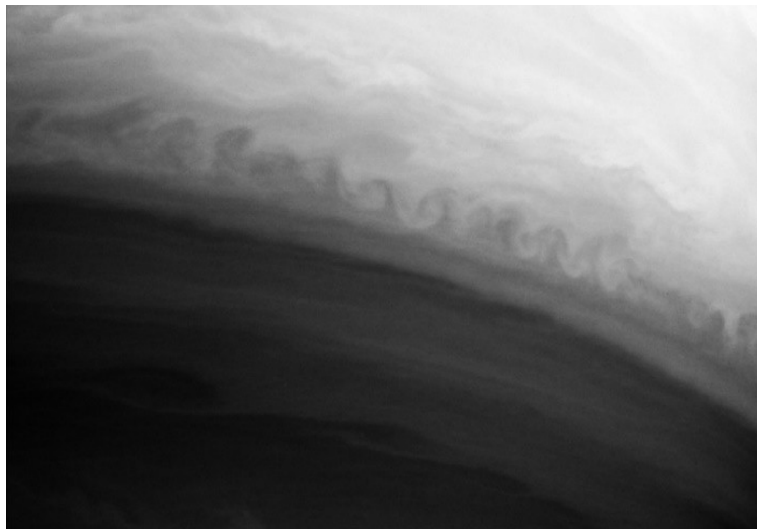
1) Convective instability

Νέφη **κατακόρυφης ανάπτυξης** εμφανίζονται όταν αίτιο προκαλεί την κατακόρυφη μετατόπιση αερίων μαζών. Αστάθεια ξεσπά επειδή η κατακόρυφη μετακίνηση μεγαλώνει αδιάκοπα ευνοϊκό περιβάλλον μεγάλου **CAPE** (Convective Available Potential Energy).



2) Kelvin-Helmholtz instability

Κύματα Kelvin – Helmholtz αναπτύσσονται σε περιβάλλον όπου δυο γειτονικά στρώματα διαφορετικής πυκνότητας ρέουν με διαφορετική ταχύτητα. Αντλούν ενέργεια από τη ροή υποβάθρου, η οποία παρουσιάζει **κατακόρυφη διάτμηση**.



A Kelvin-Helmholtz instability on Saturn, Image from the Cassini probe, NASA.

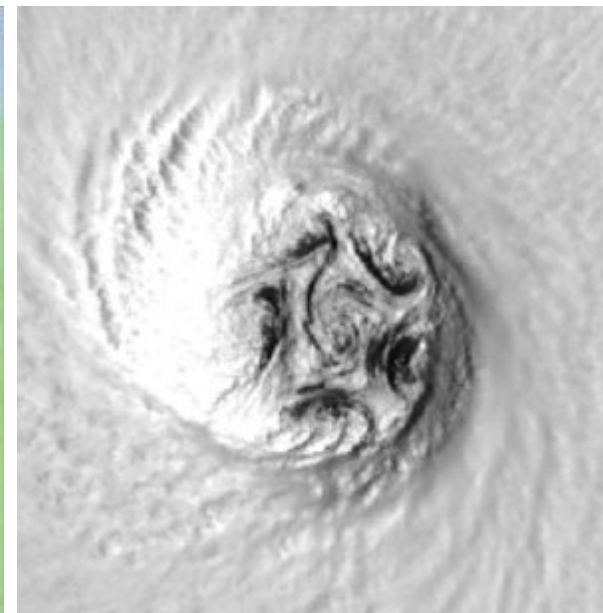
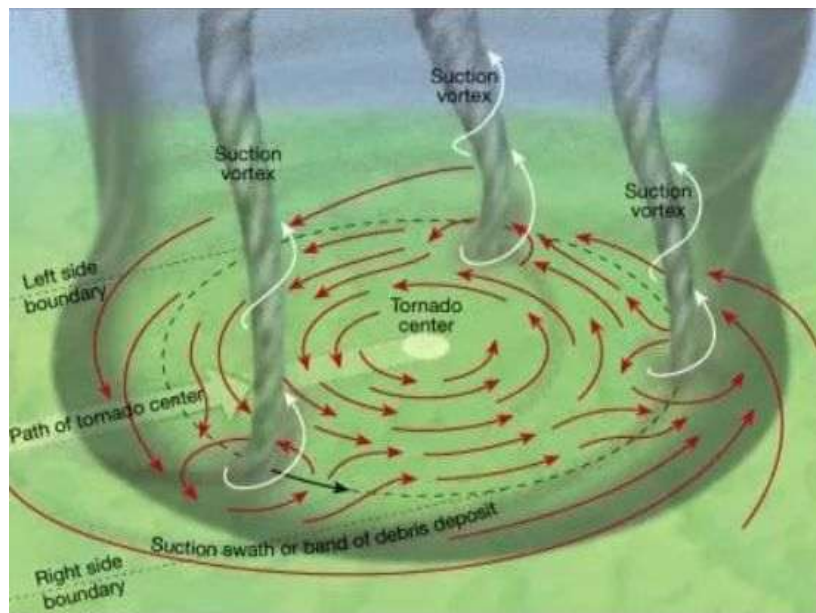
6. Βασικοί τύποι αστάθειας

3) Barotropic instability

Κυματικές διαταραχές αναπτύσσονται αντλώντας **κινητική ενέργεια** από τη βασική κατάσταση υποβάθρου.

Ευνοϊκό περιβάλλον είναι βασική κατάσταση με μεγάλη οριζόντια διάτμηση ταχύτητας ανέμου.

- Short waves in jet stream
- Suction vortices in tornadoes
- Meso-vortices in hurricanes



4) Baroclinic instability

Κυματικές διαταραχές αναπτύσσονται αντλώντας **δυναμική ενέργεια** από τη βασική κατάσταση υποβάθρου, η οποία υπάρχει λόγω της μεγάλης διαφοράς θερμότητας μεταξύ Ισημερινού και πόλων.

Η βασική κατάσταση υποβάθρου ικανοποιεί την **ισορροπία θερμικού ανέμου** (thermal wind balance), η οποία δημιουργεί την απαραίτητη **κατακόρυφη διάτμηση** του ανέμου για να ξεσπάσει η αστάθεια.



7. Η έννοια της στατικής ευστάθειας - έλεγχος με τη χρήση *parcel method*

Η στατική αστάθεια καθορίζεται από την **πλευστότητα** η οποία αναπτύσσεται σε **πακέτο αέρα**, το οποίο αναγκάζεται σε **κατακόρυφη μετατόπιση**.

Ορισμός πακέτου αέρα – *parcel of air*

Νοητός όγκος αέρα στον οποίο μπορούν να αποδοθούν όλες ή κάποιες από τις βασικές δυναμικές και θερμοδυναμικές ιδιότητες του ατμοσφαιρικού αέρα.

Είναι αρκετά μεγάλο ώστε να περιέχει πολύ μεγάλο αριθμό μορίων, αλλά αρκετά μικρό ώστε οι ιδιότητες που του αποδίδονται να είναι σχεδόν ομοιόμορφες σε όλη την έκτασή του και ώστε οι κινήσεις του σε σχέση με το περιβάλλον να μην προκαλούν έντονες αντισταθμιστικές κινήσεις.

- **Κατασκευάζεται** όταν υποθετικό λεπτό & ελαστικό περίβλημα σφραγίζει αέρα περιβάλλοντος.
- Το περίβλημα συστέλλεται και διαστέλλεται ελεύθερα με τον αέρα να παραμένει **εννιαία οντότητα χωρίς να διαλύεται**.
- **Δεν επιτρέπεται** είσοδος ή έξοδος μορίων και άρα **ανάμιξη**.
- **Μπορεί να μην επιτρέπεται ανταλλαγή θερμότητας με το περιβάλλον**. Άρα πακέτο το οποίο μετακινείται κατακόρυφα μπορεί να υπόκειται σε **αδιαβατική διεργασία**.



Adapted from

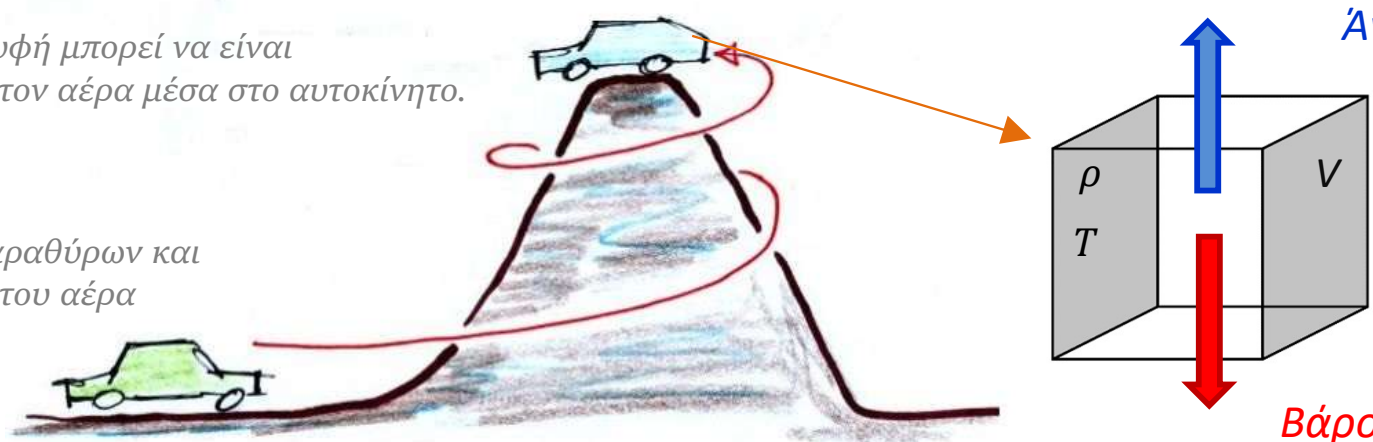
Ανά πάσα στιγμή μπορούμε να κατασκευάσουμε σε ένα **επίπεδο 1**, κάποιο πακέτο αέρα και να το μετακινήσουμε κατακόρυφα σε **επίπεδο 2**, ώστε να ελέγξουμε τη στατική ευστάθεια της Ατμόσφαιρας.

8. Προσδιορισμός στατικής αστάθειας - πλευστότητα

Τι θα συμβεί σε ένα πακέτο αέρα που προετοιμάζεται σε ένα επίπεδο από αέρα περιβάλλοντος και εκτοπίζεται κατά την κατακόρυφη διεύθυνση; Θα επιτρέψει στην αρχική θέση ισορροπίας (equilibrium);

Ο αέρας στην κορυφή μπορεί να είναι διαφορετικός από τον αέρα μέσα στο αυτοκίνητο.

Ερμητικό κλείσιμο παραθύρων και "προετοιμασία" πακέτου αέρα



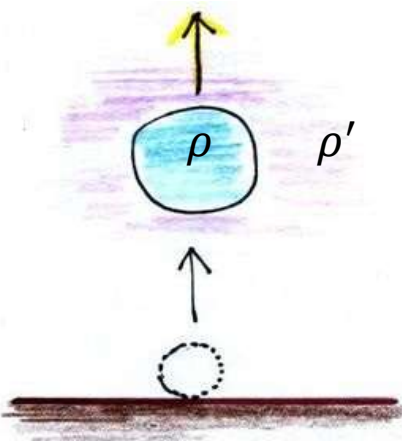
$\text{Άνωση} = \rho' V g$

$\text{Βάρος} = \rho V g$

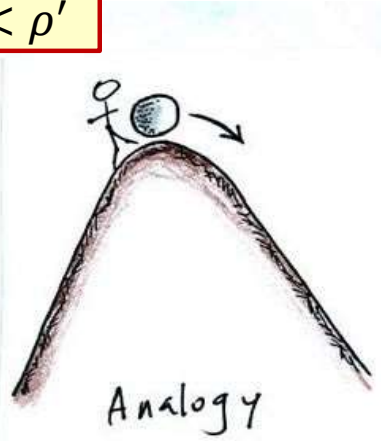
Κατακόρυφη επιτάχυνση

$$a = \frac{F}{m} = \frac{\rho' V g - \rho V g}{\rho V} = \frac{(\rho' - \rho) g}{\rho}$$

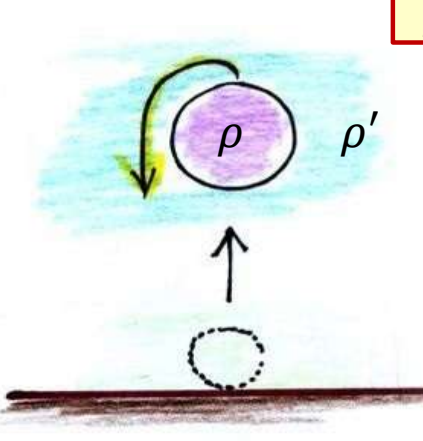
$\rho < \rho'$



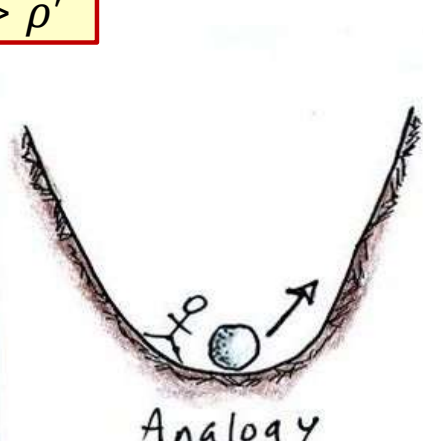
Analogy



$\rho > \rho'$



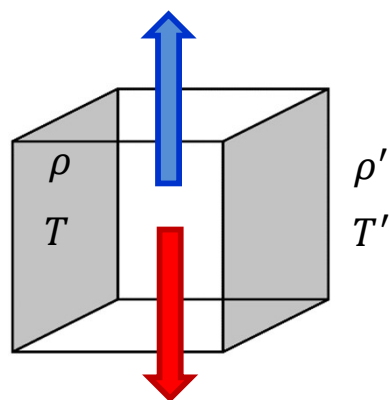
Analogy



Στατική αστάθεια ατμόσφαιρας: Θετική πλευστότητα – positive buoyancy. Μετά την κατακόρυφη μετακίνηση του πακέτου, αυτό είναι ελαφρύτερο από το περιβάλλον και τείνει να απομακρυνθεί μόνιμα από την αρχική θέση.

Στατική ευστάθεια ατμόσφαιρας: Αρνητική πλευστότητα – negative buoyancy. Μετά την κατακόρυφη μετακίνηση του πακέτου, αυτό είναι πυκνότερο από το περιβάλλον και τείνει να επιστρέψει στην αρχική θέση.

8. Προσδιορισμός στατικής αστάθειας - πλευστότητα



$p = \rho R T$

$p' = \rho' R T'$

Θεωρούμε ότι μετά τη μετατόπιση, η **πίεση** **πακέτου** και **περιβάλλοντος** εξισορροπείται.

$$a = \frac{(\rho' - \rho)g}{\rho} = \frac{\frac{p'}{R_d T'} - \frac{p}{R_d T}}{\frac{p}{R_d T}} g = \frac{T - T'}{T'} g$$

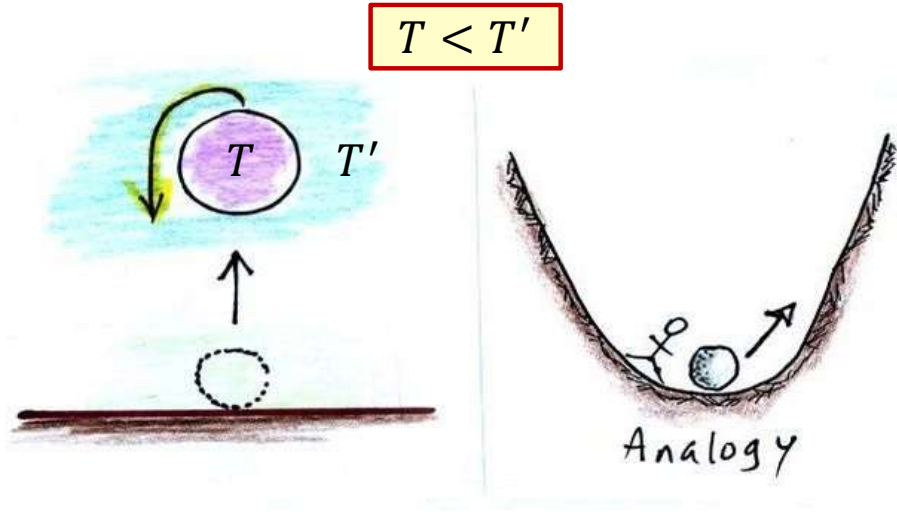
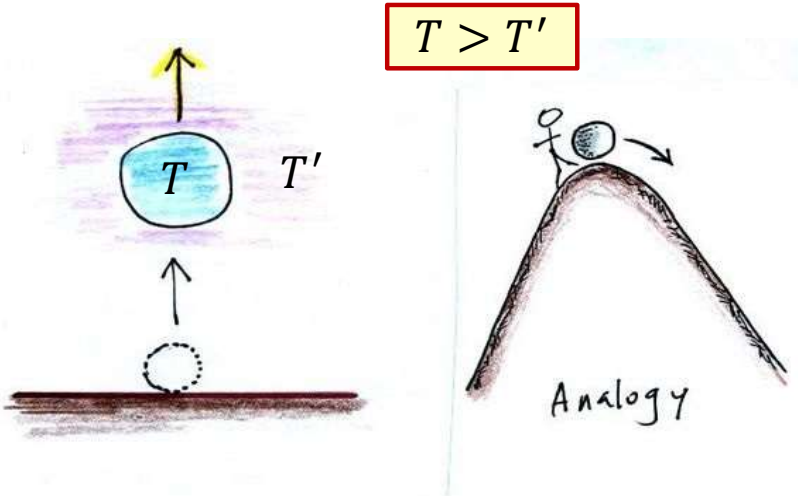
$B = \frac{(T - T')g}{T'}$

Εάν $B > 0$ το δείγμα αέρα επιταχύνεται προς τα πάνω

$B = \frac{(T_p - T_e)g}{T_e}$

Ασταθής - Unstable

Ευσταθής - Stable



8. Προσδιορισμός στατικής αστάθειας – απαραίτητες πληροφορίες

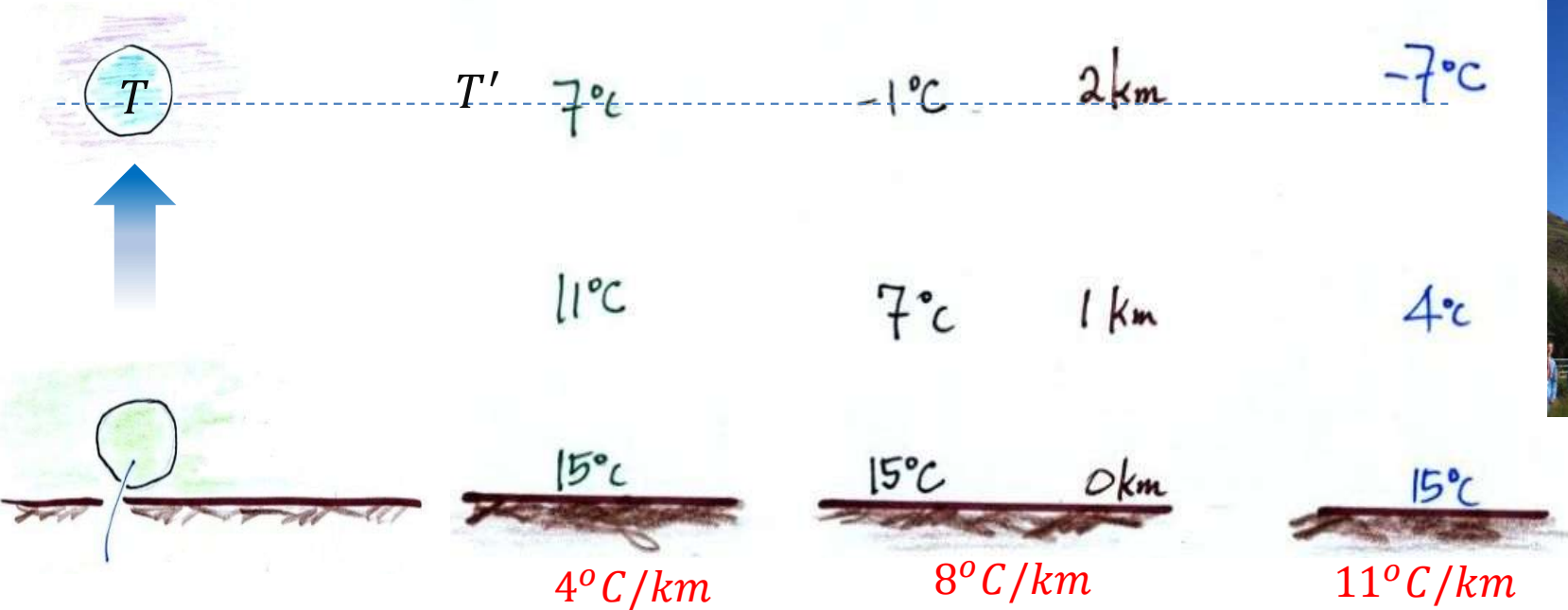
Για να ελέγξουμε τη στατική ευστάθεια της Ατμόσφαιρας σε μια περιοχή της απαιτείται να γνωρίζουμε :

1. Θερμοκρασία **T** την οποία θα αποκτήσει το δείγμα μετά την μετακίνησή του.

$$B = \frac{(T - T') g}{T'}$$

2. Θερμοκρασία περιβάλλοντος **T'**

Environmental lapse rate = 8°C/km



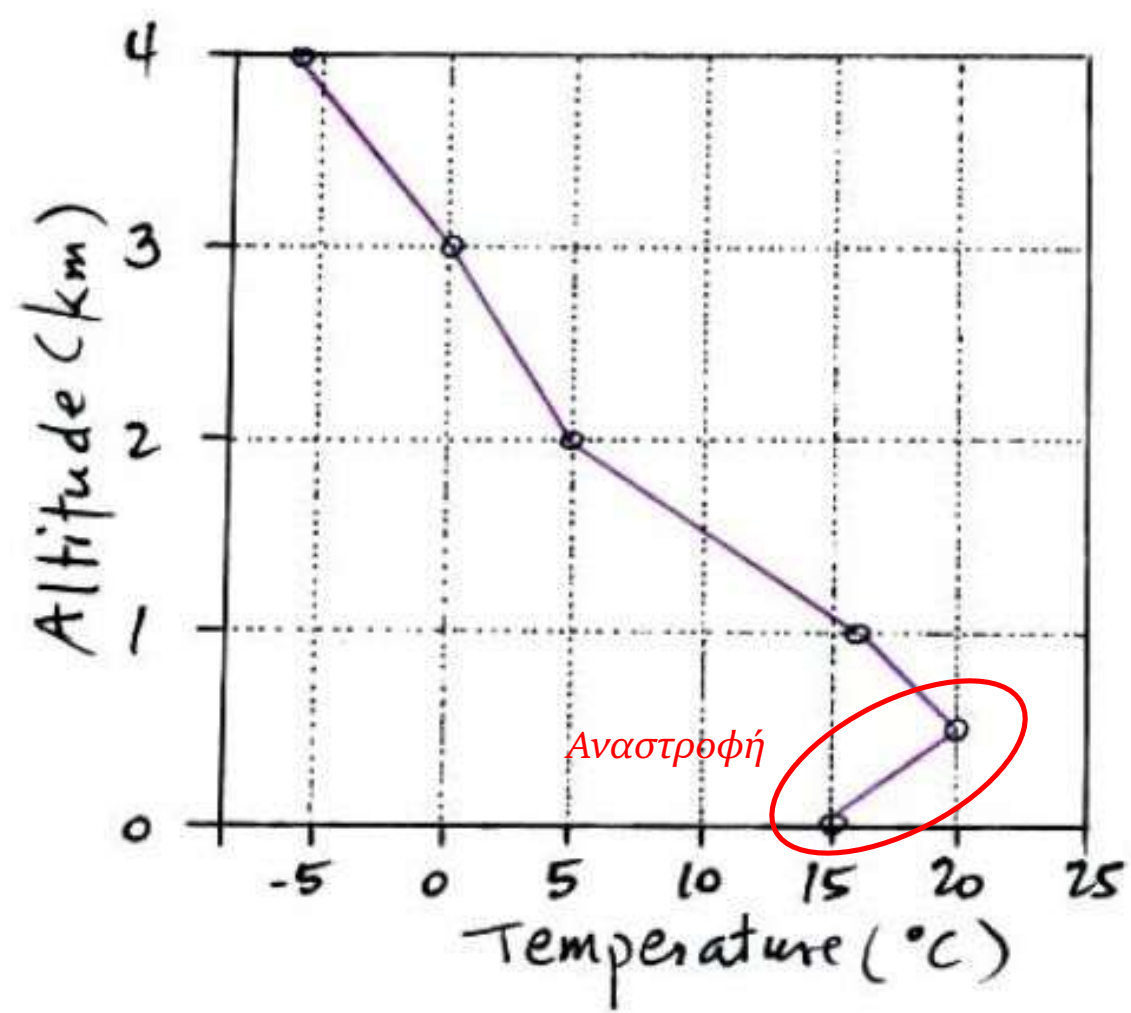
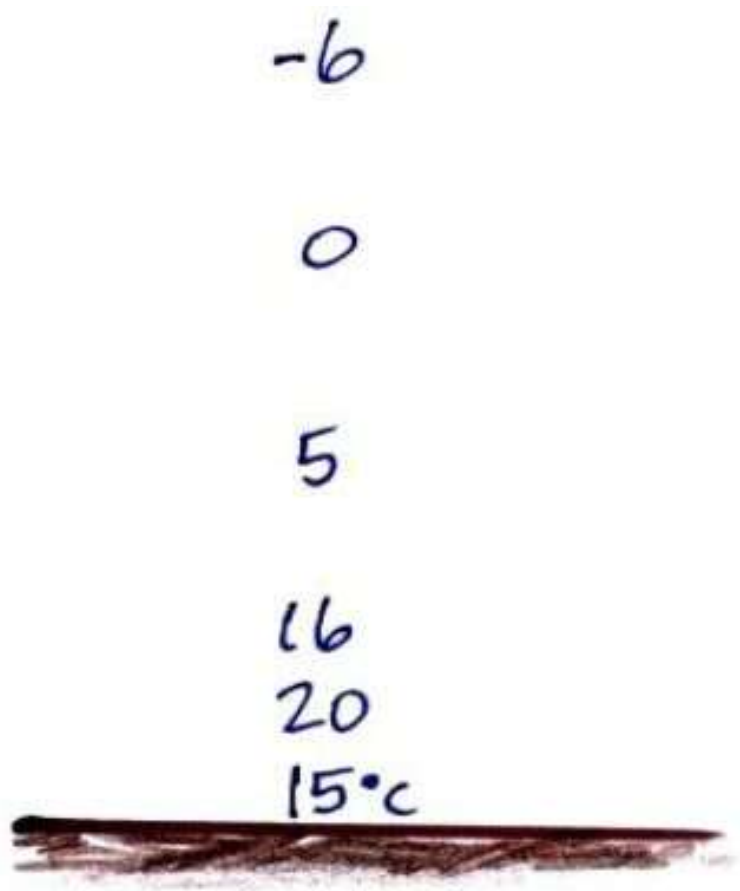
Αν γνωρίζουμε την θερμοκρασία “προετοιμασίας” του πακέτου αέρα στο επίπεδο επιφανείας από ενόργανες μετρήσεις, η θερμοκρασία σε κάθε επίπεδο θα υπολογισθεί θερμοδυναμικά.

Θερμοβαθμίδα περιβάλλοντος (Environmental Lapse Rate - ELR):
Ο ρυθμός της καθ’ ύψος μεταβολής της θερμοκρασίας περιβάλλοντος.
Μετρήσεις της καθ’ ύψος μεταβολής της θερμοκρασίας, πίεσης, υγρασίας, ανέμου κτλ έως και το ύψος των ~30 χλμ λαμβάνονται με τη χρήση των **ραδιοβολίδων** (radiosondes). Σταθμοί μέτρησης στέλνουν συνήθως 2 ραδιοβολίδες την ημέρα (00 & 12 GMT).

9. Προσδιορισμός στατικής αστάθειας – απαραίτητες πληροφορίες

Η θερμοκρασία περιβάλλοντος μπορεί να μεταβάλλεται καθ' ύψος με οποιοδήποτε μεγάλο ή μικρό ρυθμό. Όμως και αυτός καθ' αυτός ο ρυθμός μπορεί να μην είναι ίδιος σε κάθε περιοχή της ατμόσφαιρας.

Ραδιοβόλιση (Sounding): Η κατακόρυφη κατανομή της θερμοκρασίας με το ύψος



Συνήθως η θερμοκρασία μειώνεται με το ύψος. Όμως ο ρυθμός αυτός όχι μόνο δεν είναι ομοιόμορφος, αλλά μπορεί να αντιστρέφεται και για κάποιο στρώμα να μετρηθεί **αύξηση της θερμοκρασίας με το ύψος** δηλαδή μια **αναστροφή**.

10. Ξηρή αδιαβατική θερμοβαθμίδα – Dry adiabatic lapse rate DALR

Κατασκευάζουμε πακέτο αέρα στην επιφάνεια και μελετάμε τις **αδιαβατικές διεργασίες** που συμβαίνουν καθώς αυτό υπόκειται σε κατακόρυφες μετατοπίσεις. Η πίεση περιβάλλοντος μειώνεται με το ύψος.

1. Ανύψωση πακέτου

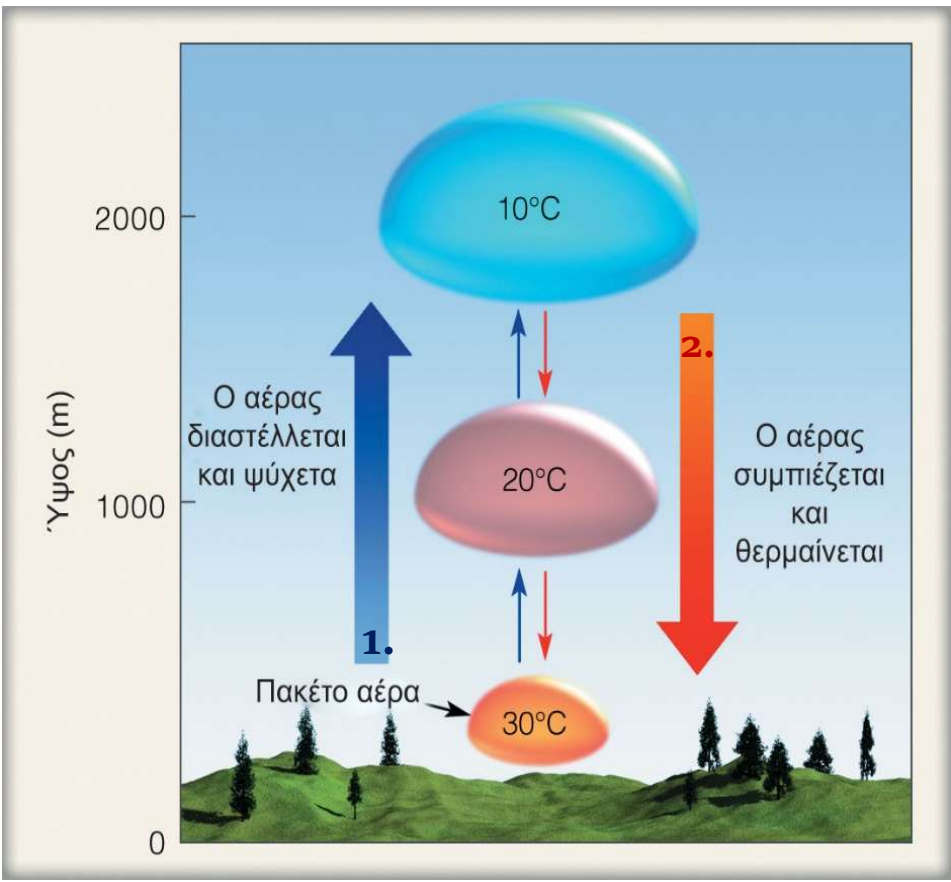
Καθώς ανυψώνεται το πακέτο, η πίεση περιβάλλοντος συνεχώς μειώνεται. Το **περίβλημα διαστέλλεται** λόγω μεγαλύτερης εσωτερικής πίεσης.

Αδιαβατική ψύξη: Η διαστολή παράγει **έργο** εις βάρος της εσωτερικής ενέργειας των μορίων του πακέτου. Τα μόρια γίνονται **λιγότερο κινητικά** και η **θερμοκρασία** του πακέτου **μειώνεται**.

2. Κατάβαση πακέτου

Εάν το πακέτο επιστρέψει προς τα κάτω, η πίεση περιβάλλοντος συνεχώς αυξάνεται. Το **περίβλημα συστέλλεται** λόγω μικρότερης εσωτερικής πίεσης.

Αδιαβατική θέρμανση: Η συστολή **αυξάνει την** εσωτερική ενέργεια των μορίων του πακέτου. Τα μόρια γίνονται **πιο κινητικά** και η **θερμοκρασία** του πακέτου **αυξάνεται**.

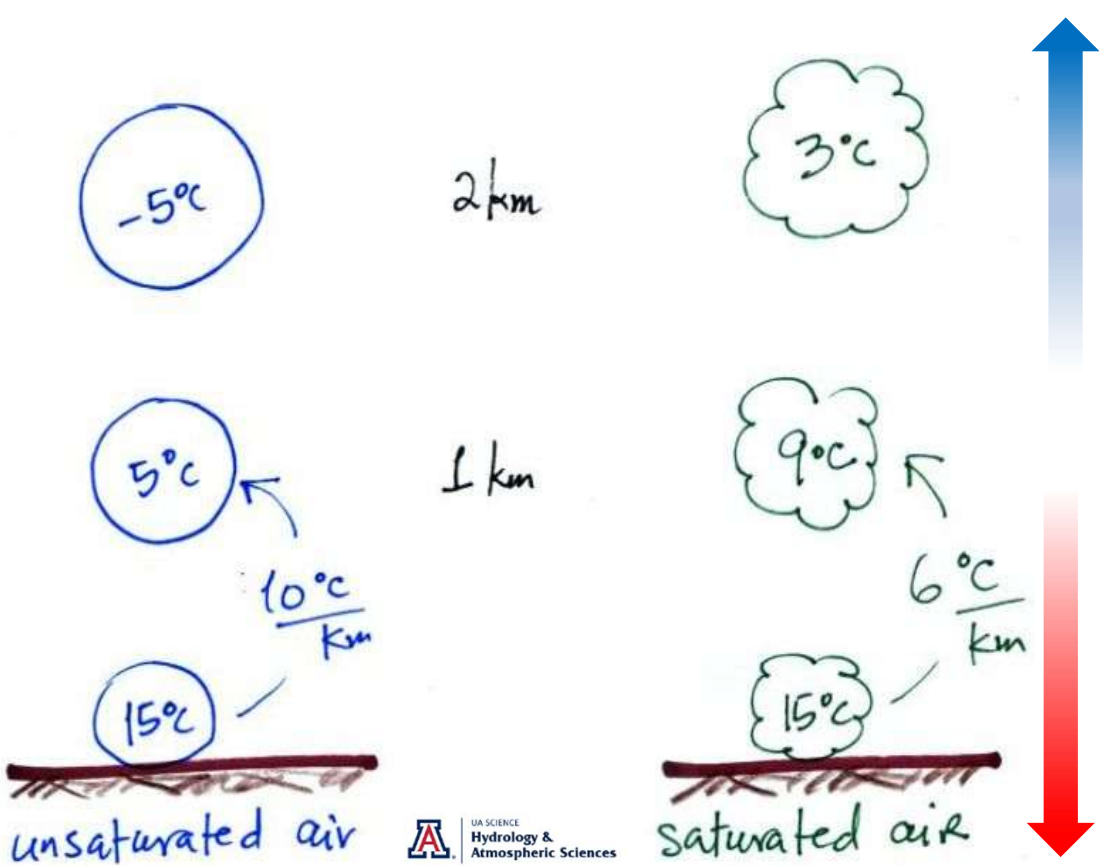


Ξηρή αδιαβατική θερμοβαθμίδα

Υπό τον όρο ότι ο αέρας στο πακέτο αέρα παραμένει **ακόρεστος**, ένα ανοδικά (καθοδικά) κινούμενο δείγμα αέρα διαστέλλεται (συστέλλεται) και ψύχεται (θερμαίνεται) με **σταθερό ρυθμό περίπου 10° C ανά 1000 m** ανύψωσης (ταπείνωσης).

10. Υγρή αδιαβατική θερμοβαθμίδα – Wet adiabatic lapse rate WALR

Όταν ο αέρας σε πακέτο που μετακινείται κατακόρυφα είναι **κορεσμένος**, η **αλλαγή φάσης** συνοδεύεται από απελευθέρωση ή δέσμευση ποσού ενέργειας (**λανθάνουσα θερμότητα**) στο πακέτο. Αυτή η διαδικασία **αμβλύνει τον ρυθμό ψύξης ή θέρμανσης** του ανερχόμενου ή κατερχόμενου αέρα, αντίστοιχα.



Αφ' ης στιγμής το δείγμα αέρα **καθίσταται κορεσμένο**, **περαιτέρω άνοδος** συνοδεύεται από συμπύκνωση και έκλυση λανθάνουσας θερμότητας, η οποία **αντισταθμίζει** μερικώς τη **ψύξη λόγω διαστολής**.

Συνεπώς το πακέτο αέρα ψύχεται με **μικρότερο ρυθμό** σε σχέση με αντίστοιχο ακόρεστο δείγμα.

Έως ότου κατερχόμενο κορεσμένο δείγμα αέρα παραμένει **κορεσμένο**, **περαιτέρω κάθοδος** συνοδεύεται από εξάτμιση και απορρόφηση λανθάνουσας θερμότητας, η οποία **αντισταθμίζει** μερικώς τη **θέρμανση λόγω συμπίεσης**.

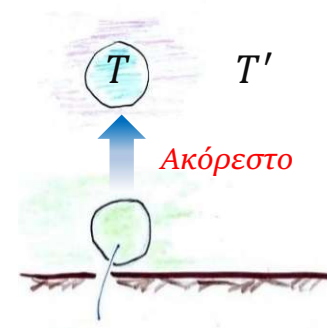
Συνεπώς το πακέτο αέρα θερμαίνεται με **μικρότερο ρυθμό** σε σχέση με αντίστοιχο ακόρεστο δείγμα.

Υγρή (Ψευδο) αδιαβατική θερμοβαθμίδα

Ο ρυθμός μεταβολής της θερμοκρασίας ανερχόμενου ή κατερχόμενου κορεσμένου αέρα είναι σημαντικά μικρότερος της DALR. **Εξαρτάται από τη θερμοκρασία του πακέτου**. Θερμότερος κορεσμένος αέρας περιέχει περισσότερους υδρατμούς και δύναται να αποδώσει περισσότερη λανθάνουσα θερμότητα. Χρησιμοποιείται μια μέση τιμή της WALR γύρω στους **6° C ανά 1000 m** κατακόρυφης μετατόπισης.

11. Υπολογισμός ξηρής αδιαβατικής θερμοβαθμίδας - DALR

Η μεταβολή της θερμοκρασίας ενός δείγματος αέρα καθώς μετακινείται κατακόρυφα, οπότε συστέλλεται ή διαστέλλεται ενώ προστίθεται ή αφαιρείται θερμότητα με το περιβάλλον, περιγράφεται με τη βοήθεια του 1^{ου} Θερμοδυναμικού Νόμου:



$$c_p \frac{dT}{dt} - a \frac{dp}{dt} = J \quad (1)$$

Ρυθμός θέρμανσης ανά μονάδα μάζας του δείγματος αέρα λόγω ακτινοβολίας, αγωγής ... ακολουθώντας την κίνηση του δείγματος

$$c_p = c_v + R$$

Ειδική θερμότητα ξηρού αέρα

υπό σταθερή πίεση c_p

υπό σταθερό όγκο c_v

Σταθερά αερίων (ξηρός αέρας) R

$$a = 1/\rho$$

Ειδικός όγκος (specific volume)

Διαίρεση με T

$$c_p \frac{1}{T} \frac{dT}{dt} - \frac{\alpha}{T} \frac{dp}{dt} = \frac{J}{T} \Rightarrow c_p \frac{1}{T} \frac{dT}{dt} - \frac{R}{p} \frac{dp}{dt} = \frac{J}{T} \quad (2)$$

$$P\alpha = RT$$

Από την εξίσωση (2) με τη χρήση της καταστατικής εξίσωσης (ideal gas).

$$c_p \frac{1}{T} \frac{dT}{dt} - \frac{R}{p} \frac{dp}{dt} = 0 \quad (3)$$

Για ιδεατό αέριο το οποίο υπόκειται σε αδιαβατικές διεργασίες κατά τις οποίες δεν ανταλλάσσεται θερμότητα με το περιβάλλον ($J=0$).

$$c_p \frac{d \ln T}{dt} - R \frac{d \ln p}{dt} = 0$$

Εναλλακτική έκφραση

12. Δυνητική θερμοκρασία – potential temperature θ

$$(3) \Rightarrow \frac{c_p}{R} \frac{1}{T} dT = \frac{1}{p} dp$$

Ολοκλήρωση από $(\theta, p_0) \rightarrow (T, p)$

Μέθοδος 1 – Ορισμένο ολοκλήρωμα

$$\int_{\theta}^T \frac{c_p}{R} \frac{1}{T} dT = \int_{p_0}^p \frac{1}{p} dp \Rightarrow$$

$$\theta = T \left(\frac{p_0}{p} \right)^{\frac{R}{c_p}} \quad (4)$$

Εξίσωση Poisson

Συνήθως ως επίπεδο αναφοράς χρησιμοποιούμε το $p_0 = 1000 \text{ hPa}$

$$\theta = T \left(\frac{1000}{p} \right)^{\frac{R}{c_p}}$$

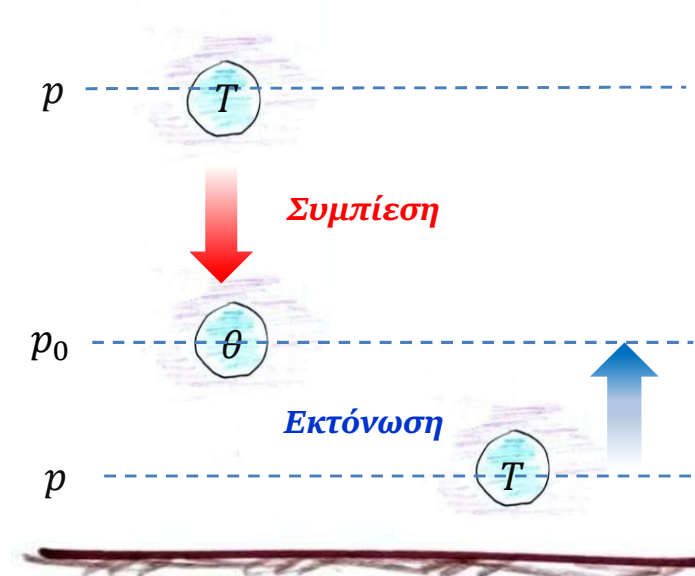
Δυνητική θερμοκρασία: η θερμοκρασία θ , την οποία ένα πακέτο ξηρού αέρα υπό πίεση p και θερμοκρασία T θα αποκτήσει αν **συμπιεστεί** ή **εκτονωθεί** αδιαβατικά έως μια πίεσης αναφοράς p_0

$$\theta = T \left(\frac{1000}{p} \right)^{0.286}$$

Για ξηρό αέρα

$$\kappa = R/c_p = 0.286$$

Το πακέτο θα υποστεί **συμπίεση** ή **εκτόνωση** ανάλογα με το αν η αρχική του πίεση p είναι **μεγαλύτερη** ή **μικρότερη** από την πίεση αναφοράς των 1000 hPa



Φυσική σημασία: Η δυνητική θερμοκρασία είναι η θερμοκρασία την οποία θα αποκτούσε το δείγμα αέρα αν μεταφέρονταν αδιαβατικά στο επίπεδο αναφοράς $p_0 = 1000 \text{ hPa}$

12. Δυνητική θερμοκρασία – potential temperature θ

$$(3) \Rightarrow \frac{c_p}{R} \frac{1}{T} dT = \frac{1}{p} dp$$

Μέθοδος 2 – Αόριστο ολοκλήρωμα

$$\int \frac{c_p}{R} \frac{1}{T} dT = \int \frac{1}{p} dp \Rightarrow \frac{c_p}{R} \ln T = \ln p + c \Rightarrow c = \ln T^{\frac{c_p}{R}} - \ln p \quad (5)$$

$$c = \frac{c_p}{R} \ln \theta - \ln p_0 \quad (6) \quad \Rightarrow \quad c = \ln \frac{\theta^{\frac{c_p}{R}}}{p_0} \quad (7)$$

Για $p = p_0$ η θερμοκρασία $T = \theta$

$$(5) \stackrel{(6)}{\Rightarrow} \frac{c_p}{R} \ln \theta - \ln p_0 = \ln T^{\frac{c_p}{R}} - \ln p \Rightarrow \boxed{\theta = T \left(\frac{p_0}{p} \right)^{\frac{R}{c_p}}} \quad (4) \quad \text{Εξίσωση Poisson}$$

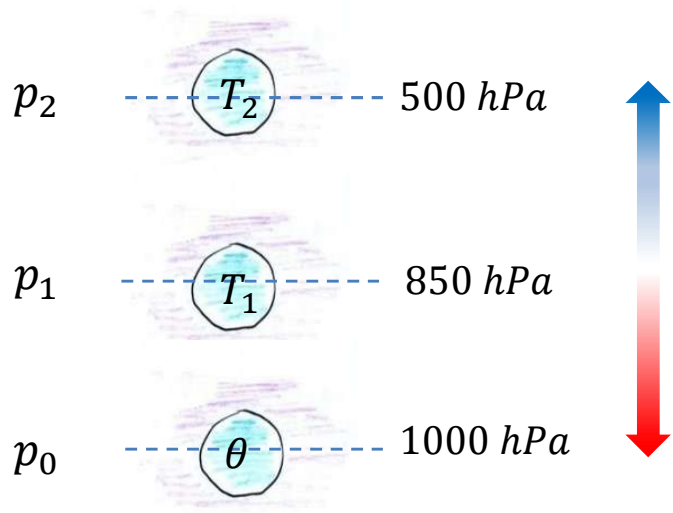
Η εξίσωση (7) υποδηλώνει ότι ουσιαστικά η δυνητική θερμοκρασία αντιπροσωπεύει τη σταθερά ολοκλήρωσης. Ως εκ τούτου, ως σταθερά, η δυνητική θερμοκρασία είναι μια **διατηρήσιμη ποσότητα** (conserved quantity), εφόσον ισχύει η (3), δηλαδή η διεργασία είναι αδιαβατική.

Κάθε πακέτο αέρα έχει μια τιμή δυνητικής θερμοκρασία θ . Εφόσον δεν υπάρχουν πηγές ή καταβόθρες θερμότητας, καθώς κινείται το πακέτο και υπόκειται σε αδιαβατικές διεργασίες, διατηρεί την ίδια δυνητική θερμοκρασία. Αυτή σαν μια **ετικέτα** συνοδεύει το πακέτο σε όλο το ταξίδι του στην Ατμόσφαιρα.

12. Δυνητική θερμοκρασία – potential temperature θ

Εφαρμογή

Δείγμα ξηρού αέρα κείται στην ισοβαρική επιφάνεια των $p_1 = 850 \text{ hPa}$ και έχει θερμοκρασία $T_1 = 15^\circ\text{C}$. Να βρεθεί η δυνητική του θερμοκρασία. Ποια η θερμοκρασία του T_2 αν υποστεί αδιαβατική διεργασία (εκτόνωση) και βρεθεί σε πίεση $p_2 = 500 \text{ hPa}$;



$$\theta = T_1 \left(\frac{1000}{p_1} \right)^{0.286} = 288.15 \left(\frac{1000}{850} \right)^{0.286} = 301.86 \text{ Kelvin}$$

$$\theta = 28.7^\circ \text{ C}$$

Κατά την αδιαβατική εκτόνωση από $(T_1, p_1) \rightarrow (T_2, p_2)$ η δυνητική θερμοκρασία παραμένει σταθερή.

Δηλαδή, η πίεση και η θερμοκρασία αλλάζουν ώστε να ικανοποιείται η εξίσωση Poisson.

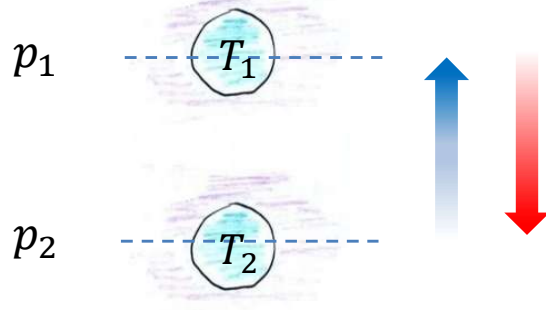
$$T_1 \left(\frac{1000}{p_1} \right)^{0.286} = \theta = T_2 \left(\frac{1000}{p_2} \right)^{0.286} \Rightarrow$$

$$T_1 \left(\frac{1000}{p_1} \right)^{0.286} = T_2 \left(\frac{1000}{p_2} \right)^{0.286} \Rightarrow T_2 = T_1 \left(\frac{500}{850} \right)^{0.286} \Rightarrow T_2 = 247.6 \text{ Kelvin}$$

$$T_2 = -25.6^\circ \text{ C}$$

12. Δυνητική θερμοκρασία – potential temperature θ

Κατά το ταξίδι του δείγματος αέρα στην Ατμόσφαιρα, εφόσον υπακούει σε κανόνες ώστε να υπόκειται μόνο σε αδιαβατικές διεργασίες, η θερμοκρασία και πίεση δεν μπορούν να πάρουν οποιασδήποτε τιμές αλλά υπόκειται σε περιορισμούς που διέπονται από την παραπάνω σχέση.



$$T_1 \left(\frac{p_0}{P_1} \right)^{\frac{R}{c_p}} = T_2 \left(\frac{p_0}{P_2} \right)^{\frac{R}{c_p}} \Rightarrow \frac{T_2}{T_1} = \left(\frac{P_2}{P_1} \right)^{\frac{R}{c_p}}$$



Θεωρούμε ένα **καθηγητή Δυναμικής Ατμόσφαιρας** με βρετανικό διαβατήριο (άρα πίνει τσάι)!

Μπορεί να **ταξιδεύει** σε πολλές χώρες και να καταναλώνει διάφορα άλλα ποτά, αλλά όμως όταν **επιστρέφει** στο **σημείο αναφοράς του**, την Αγγλία, αποκαλύπτεται η **πραγματική & μόνιμη του ταυτότητα** και αγάπη προς το **τσάι**.

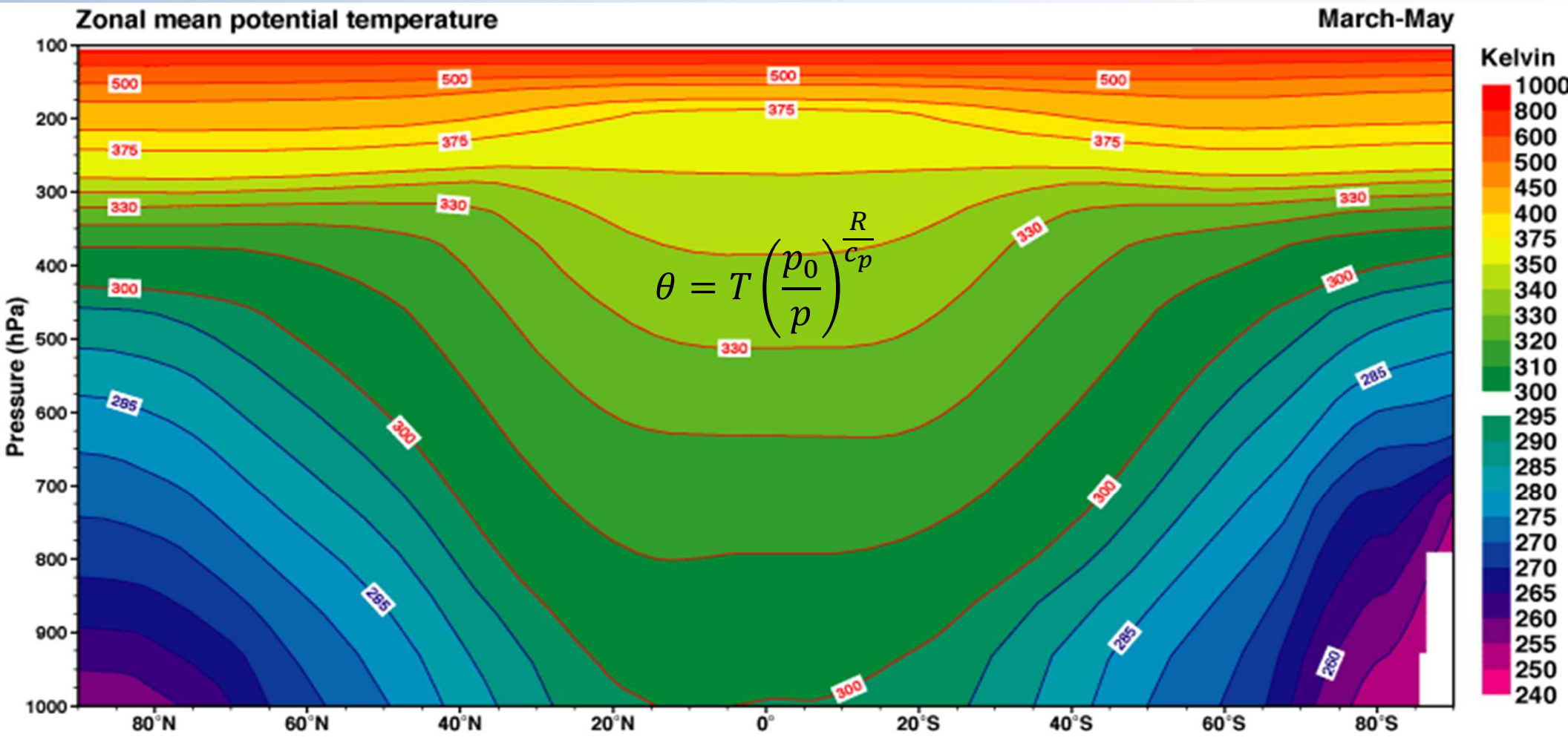
Αναλόγως, ένα πακέτο αέρα έχει **μια μοναδική ταυτότητα**, η οποία είναι η **δυναμική θερμοκρασία θ** .



Καθώς **ταξιδεύει** στην Ατμόσφαιρα και υπόκειται σε αδιαβατικές διεργασίες. Η αδιαβατική εκτόνωση μειώνει τη θερμοκρασία του T ενώ η αδιαβατική συμπίεση αυξάνει τη θερμοκρασία του. Η θερμοκρασία του T δεν αποτελεί διατηρήσιμη ποσότητα.

Όμως όταν επιστρέφει στο σημείο αναφοράς του στα 1000 hPa, αποκαλύπτεται η **πραγματική του ταυτότητα**. Εκεί η θερμοκρασία T ισούται με την θερμοκρασία-διαβατήριο του πακέτου, δηλαδή την **δυνητική θερμοκρασία θ** .

12. Δυνητική θερμοκρασία – potential temperature θ



Δείγμα αέρα που υπόκειται σε αδιαβατικές διεργασίες δεν μεταβάλλει τη δυνητική του θερμοκρασία, οπότε θα κινείται πάντα επάνω σε μια επιφάνεια ίσης δυνητικής θερμοκρασίας – “ισεντροπικής επιφάνειας”.

Οι τιμές της θ αυξάνονται όταν μειώνεται η p παρόλο που η θερμοκρασία T μειώνεται. Η εικόνα μπορεί να είναι διαφορετική για μια συγκεκριμένη ημέρα. Μεγαλύτερος ρυθμός αύξησης παρατηρείται στην Στρατόσφαιρα.

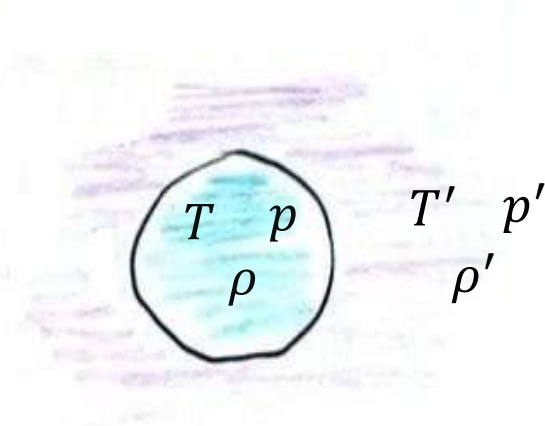
Σε συγκεκριμένο ισοβαρικό επίπεδο (επιφάνειας σταθερής πίεσης) η δυνητική θερμοκρασία θ είναι μεγαλύτερη στον Ισημερινό (στην Τροπόσφαιρα) λόγω μεγαλύτερης θερμοκρασίας T .

13. Υπολογισμός ξηρής αδιαβατικής θερμοβαθμίδας - DALR

Η (3) επέτρεψε να βρούμε μια σχέση **μεταβολής πίεσης** - **θερμοκρασίας** για αδιαβατική μεταβολή και να ορίσουμε τη θ .

$$c_p \frac{1}{T} dT - R \frac{1}{p} dp = 0 \tag{3}$$

Επιδιώκουμε να βρούμε μια σχέση μεταξύ μεταβολής θερμοκρασίας και ύψους για αδιαβατική διεργασία ώστε να υπολογίσουμε τη DALR.



Θεωρούμε ότι ο αέρας περιβάλλοντος βρίσκεται σε **υδροστατική ισορροπία**, την οποία διαταράσσουμε με ελαφρά. Αυτή μας επιτρέπει να διατυπώσουμε μια σχέση μεταξύ dp και dz .

$$\frac{dp'}{dz} = -\rho' g \tag{8}$$

Θεωρούμε ότι κατά το ταξίδι του δείγματος η πίεσή του αλλάζει συνεχώς αλλά προσαρμόζεται ακαριαία κάθε στιγμή στην πίεση περιβάλλοντος

$$p = p' \tag{9}$$

Καταστατική εξίσωση (περιβάλλον αέρας)

$$p' = \rho' RT' \tag{10}$$

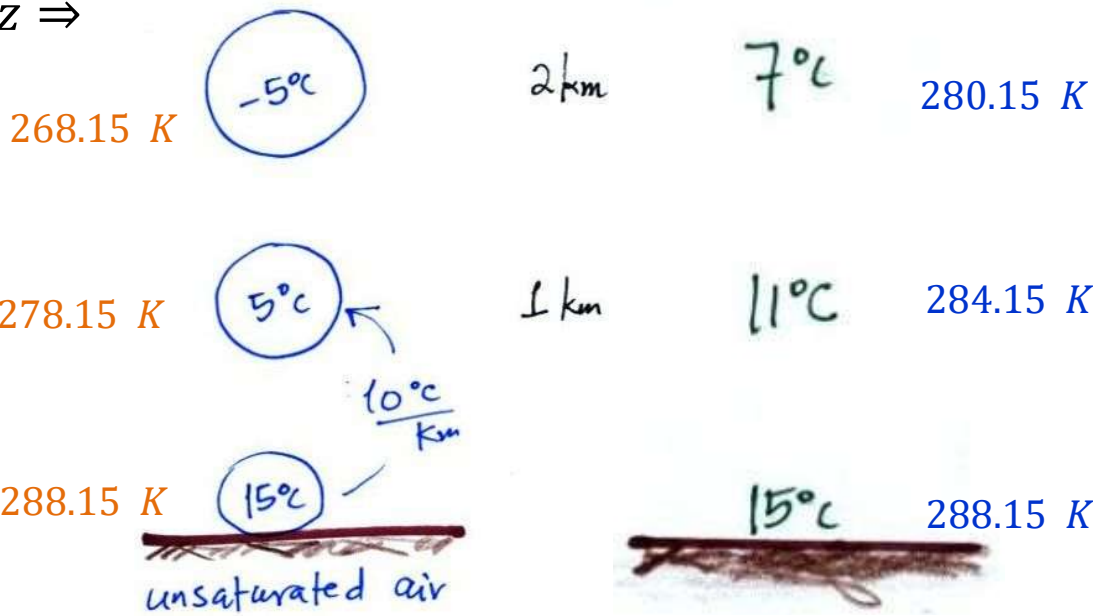
$$c_p \frac{1}{T} dT = R \frac{1}{p} dp \xrightarrow{(8), (9)} c_p \frac{1}{T} dT = -R \frac{\rho' g}{p} dz \xrightarrow{(9), (10)}$$

$$c_p \frac{1}{T} dT = -\frac{g}{T'} dz \Rightarrow$$

$$\frac{dT}{dz} = -\frac{g}{c_p} \frac{T}{T'} \Rightarrow$$

$$\frac{dT}{dz} = -\frac{g}{c_p}$$

$$\frac{T}{T'} = 0.98 \approx 1$$

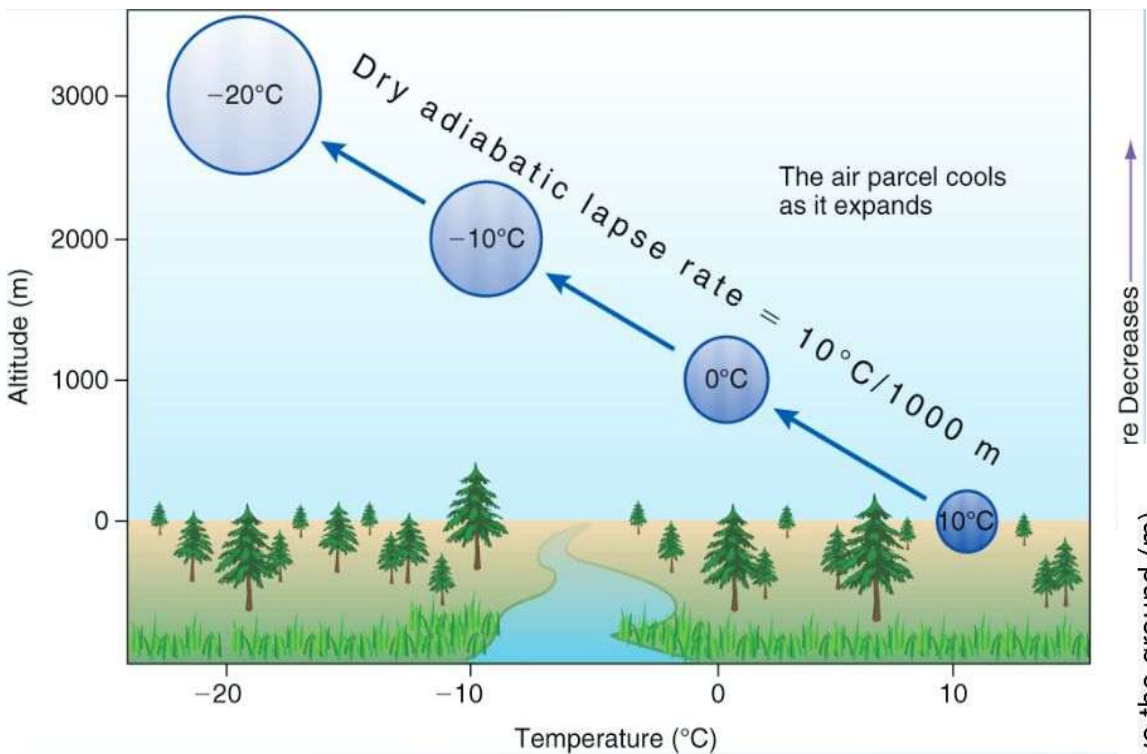


14. Υπολογισμός ξηρής αδιαβατικής θερμοβαθμίδας - DALR

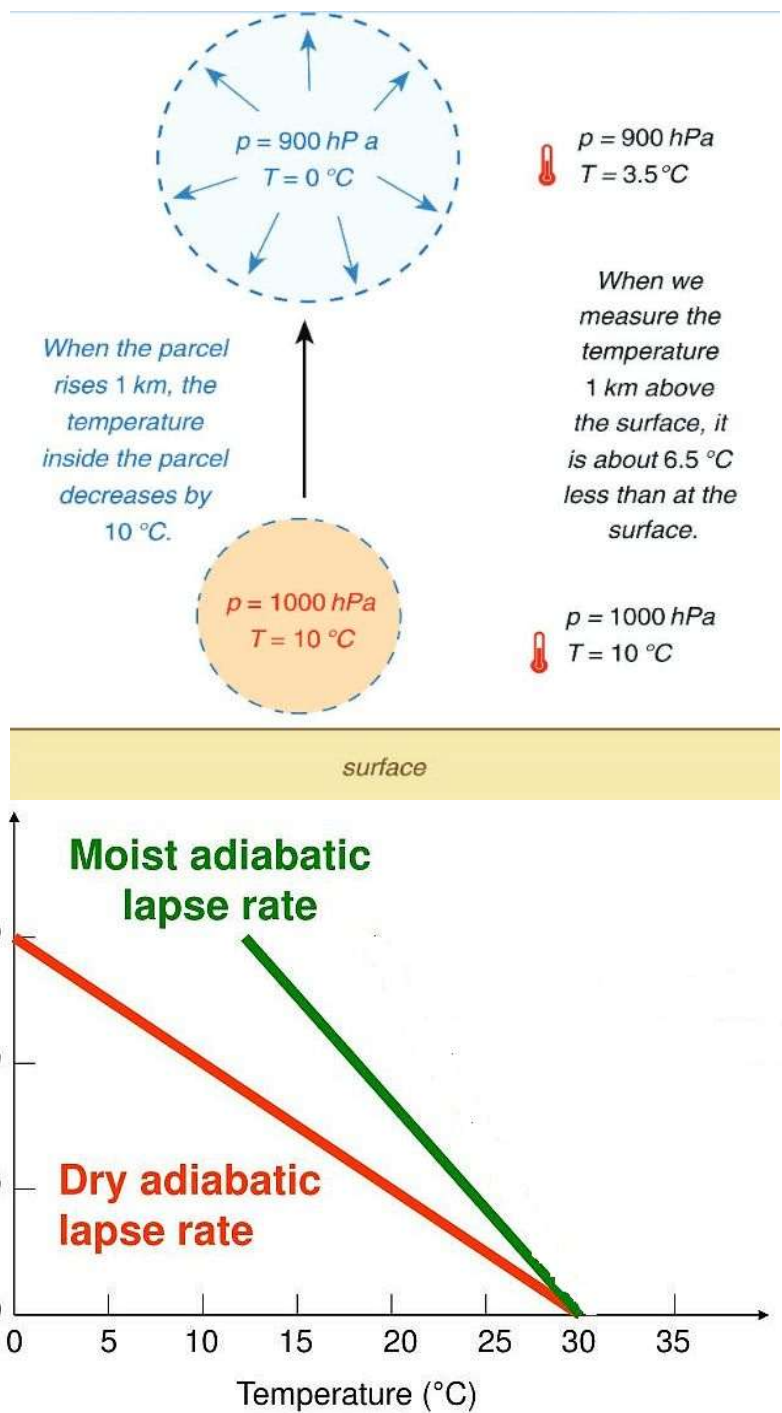
Ακόρεστος αέρας στο πακέτο αέρα (RH < 100 %): Ο ρυθμός της αδιαβατικής ψύξης ή θέρμανσης του αέρα παραμένει σταθερός και είναι περίπου 10° C/1 km.

$$\Gamma_d = -\frac{dT}{dz} = \frac{g}{c_p} = 9.8 \text{ K/km}$$

$$\Gamma_d \approx 10 \text{ K/km}$$



Κατά το ταξίδι ακόρεστου αέρα που υπόκειται σε αδιαβατική διεργασία, δεν παρατηρείται σε καμμία περίπτωση συμπύκνωση και σχηματισμός νεφών.



15. Κριτήριο στατικής ευστάθειας – Static stability criterion

Dry Adiabatic Lapse Rate - DALR

$$-\frac{dT_p}{dz} = \frac{g}{c_p} \equiv \Gamma_d = 10 \text{ }^{\circ}\text{C}/\text{km}$$

Ρυθμός μεταβολής θερμοκρασίας πακέτου αέρα με το ύψος όταν υπόκειται σε αδιαβατική διεργασία

Environmental Lapse Rate - ELR

$$-\frac{dT_e}{dz} = \Gamma$$

Ρυθμός μεταβολής θερμοκρασίας περιβάλλοντος αέρα με το ύψος (sounding)

Περίπτωση

$$-\frac{dT_p}{dz} \equiv \Gamma_d > \Gamma \equiv -\frac{dT_e}{dz}$$

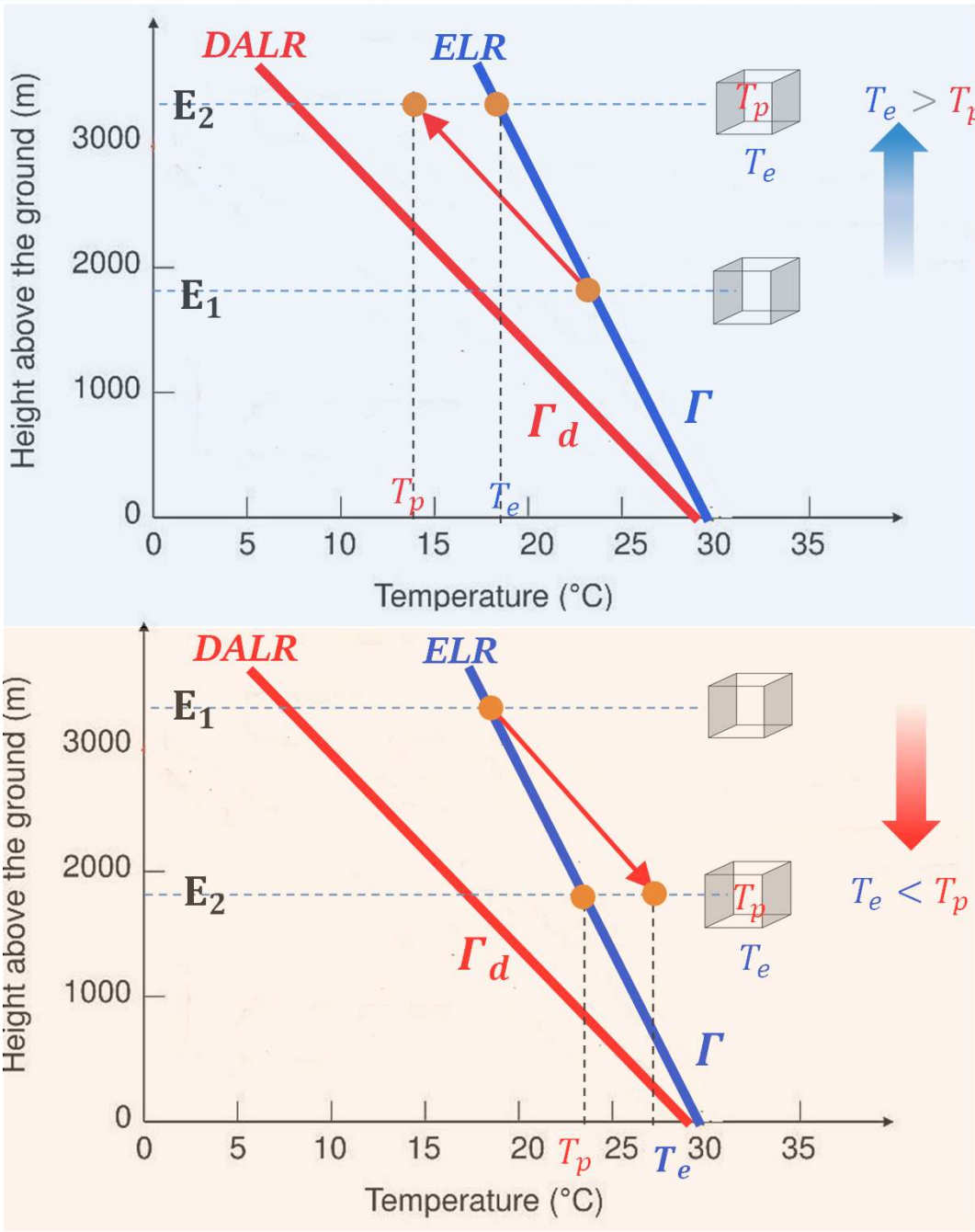


$$B = \frac{(T_p - T_e)g}{T_e} < 0$$

Αρνητική πλευστότητα.
Τάση για κάθοδο.

$$B = \frac{(T_p - T_e)g}{T_e} > 0$$

Θετική πλευστότητα.
Τάση για άνοδο.



Στατική ευστάθεια ακόρεστου δείγματος $\Gamma < \Gamma_d$: οι κατακόρυφες κινήσεις αποσβαίνονται. Μετά την αρχική μικρή απομάκρυνσή του προς τα πάνω ή κάτω αυτό οδηγείται στο αρχικό επίπεδο ισορροπίας.

15. Κριτήριο στατικής ευστάθειας – Static stability criterion

Dry Adiabatic Lapse Rate - DALR

$$-\frac{dT_p}{dz} = \frac{g}{c_p} \equiv \Gamma_d = 10 \text{ }^{\circ}\text{C}/\text{km}$$

Ρυθμός μεταβολής θερμοκρασίας πακέτου αέρα με το ύψος όταν υπόκειται σε αδιαβατική διεργασία

Environmental Lapse Rate - ELR

$$-\frac{dT_e}{dz} = \Gamma$$

Ρυθμός μεταβολής θερμοκρασίας περιβάλλοντος αέρα με το ύψος (sounding)

Περίπτωση

$$-\frac{dT_p}{dz} \equiv \Gamma_d < \Gamma \equiv -\frac{dT_e}{dz}$$

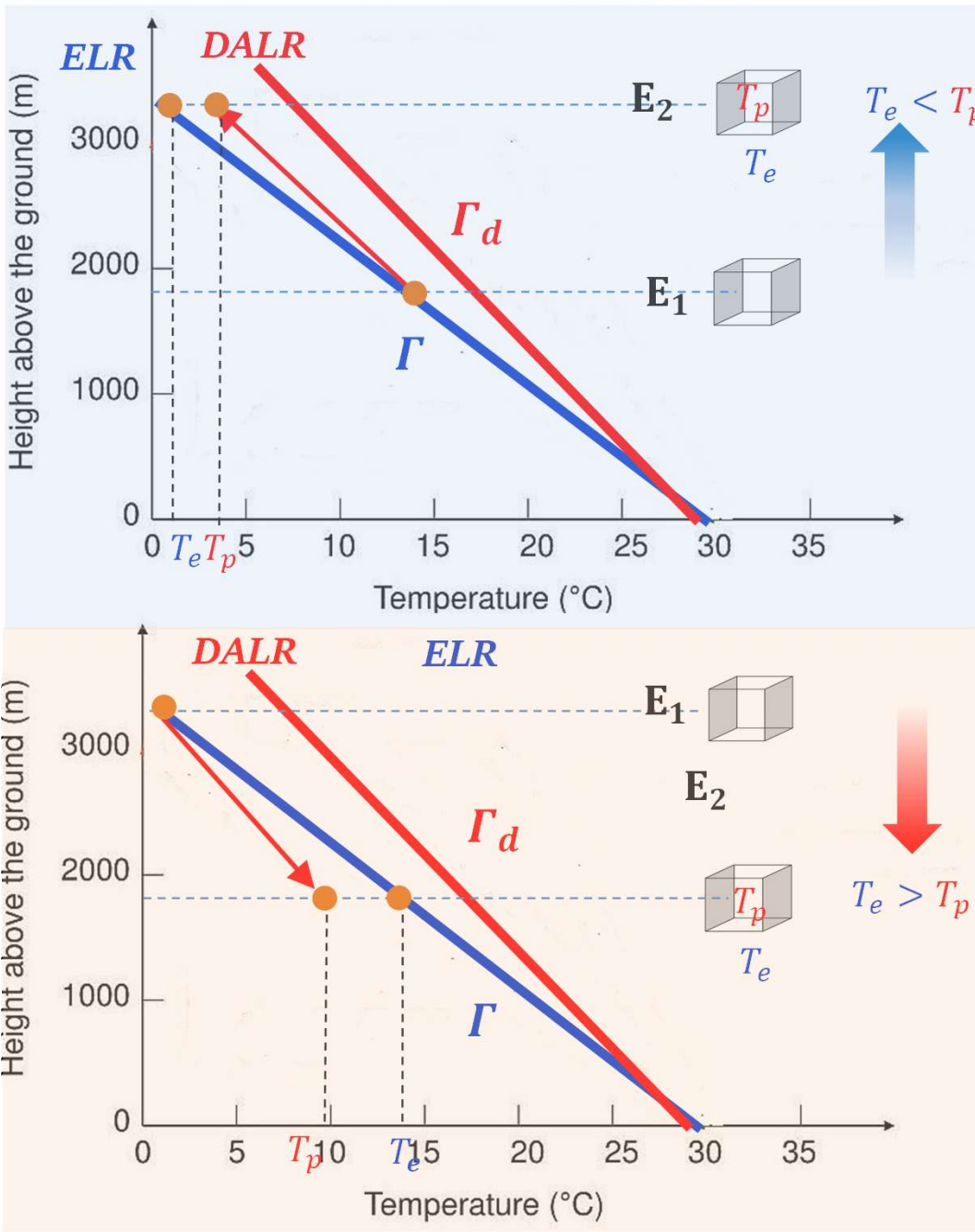


$$B = \frac{(T_p - T_e)g}{T_e} > 0$$

Θετική πλευστότητα.
Τάση για άνοδο.

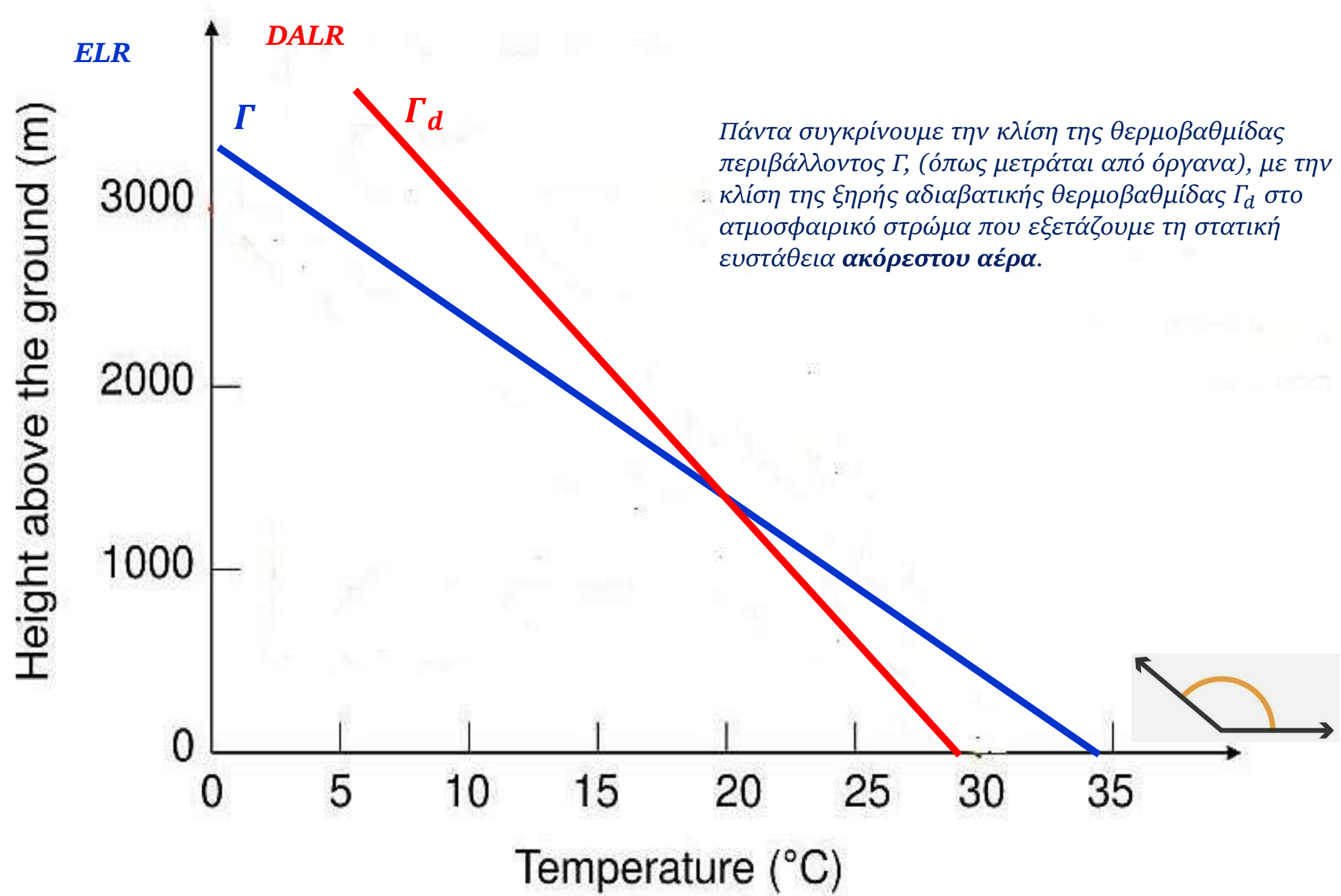
$$B = \frac{(T_p - T)g}{T_e} < 0$$

Αρνητική πλευστότητα.
Τάση για κάθοδο.



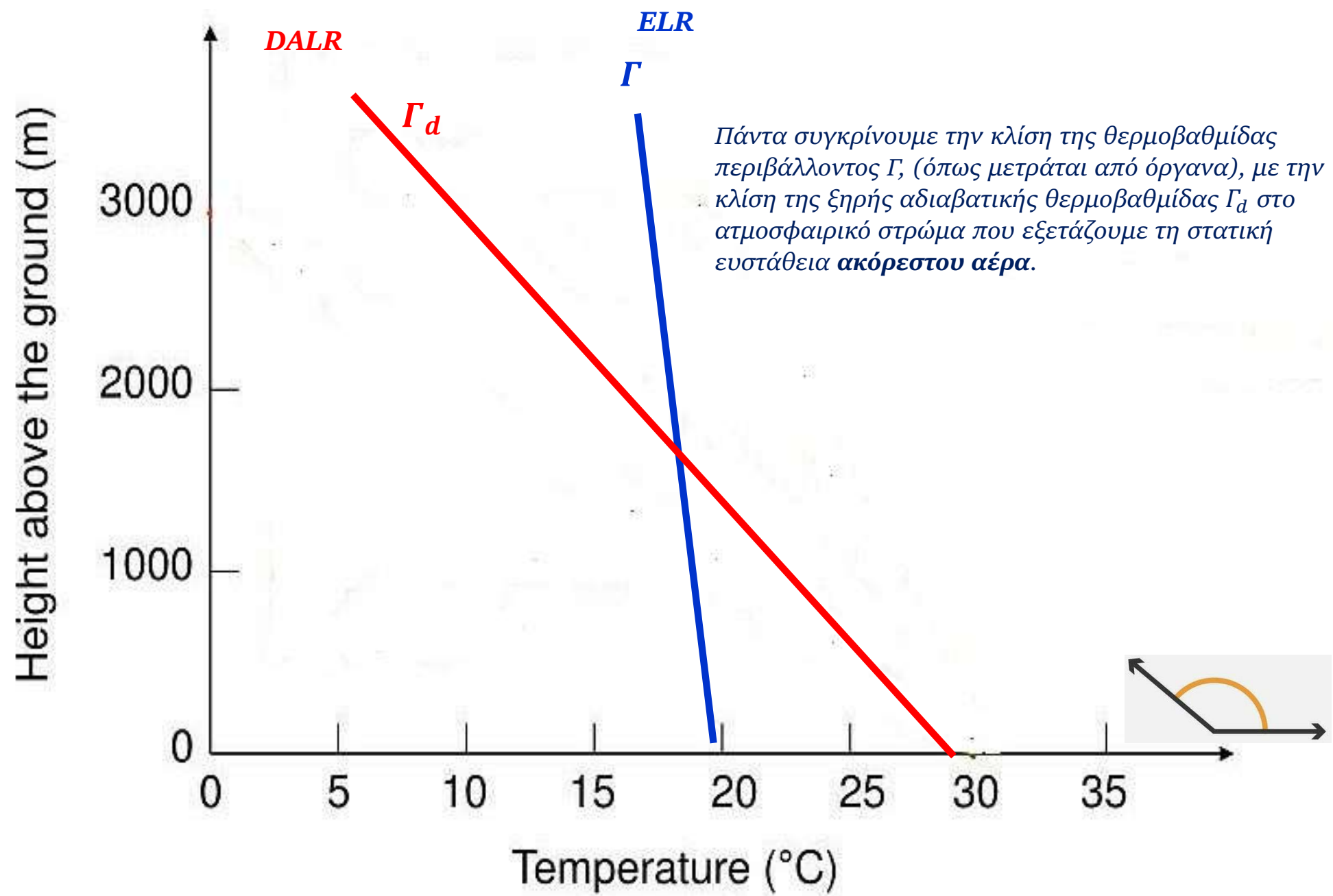
Στατική αστάθεια ακόρεστου δείγματος $\Gamma > \Gamma_d$: οι κατακόρυφες κινήσεις ενισχύονται. Μετά την αρχική μικρή απομάκρυνσή του προς τα πάνω ή κάτω αυτό οδηγείται σε μεγαλύτερη απομάκρυνση.

15. Κριτήριο στατικής ευστάθειας ακόρεστου αέρα



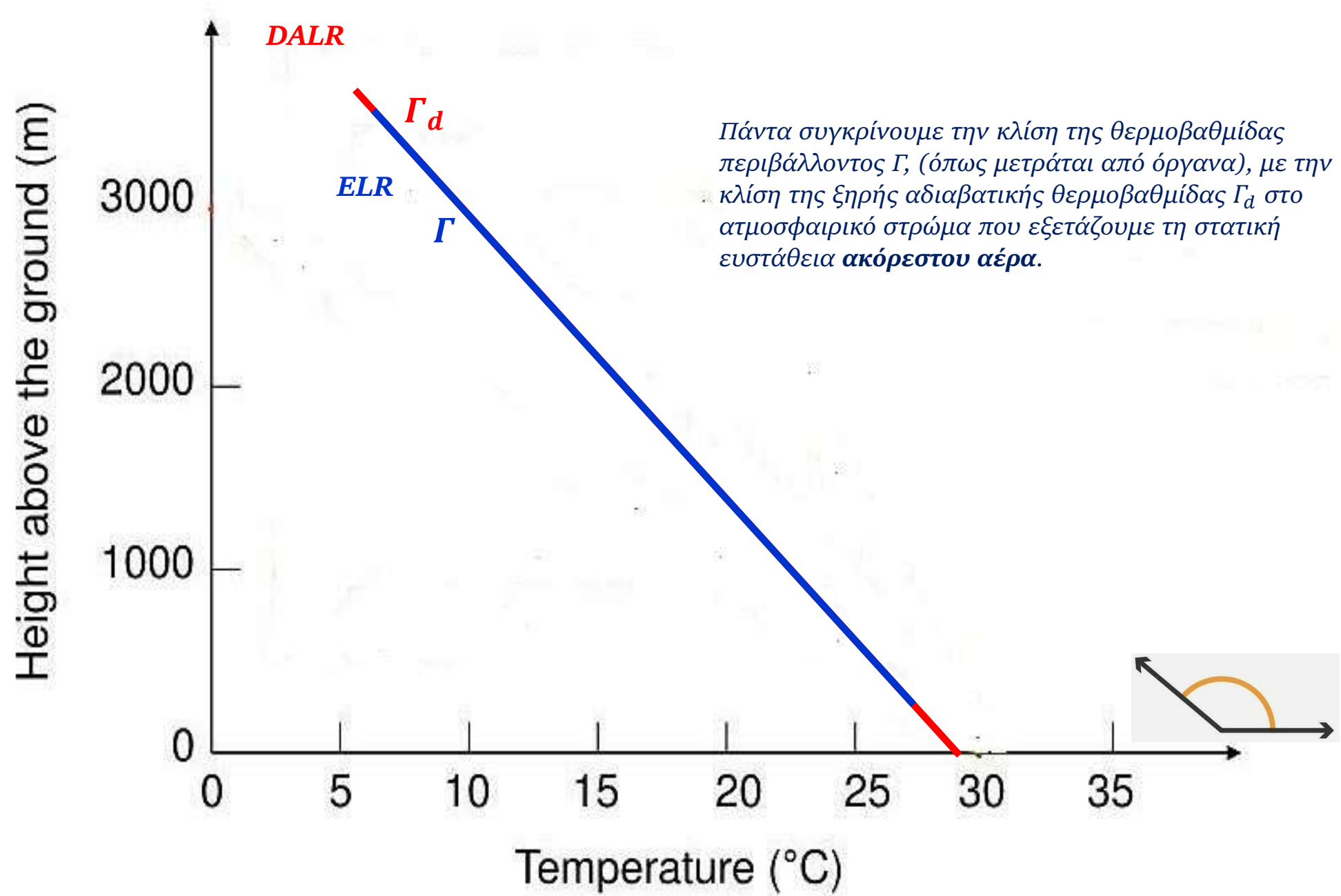
Στατική αστάθεια ακόρεστου δείγματος $\Gamma > \Gamma_d$: Η κλίση της θερμοβαθμίδας περιβάλλοντος είναι μεγαλύτερη από την κλίση της ξηρής αδιαβατικής θερμοβαθμίδας στο εξεταζόμενο στρώμα της ατμόσφαιρας.

15. Κριτήριο στατικής ευστάθειας ακόρεστου αέρα



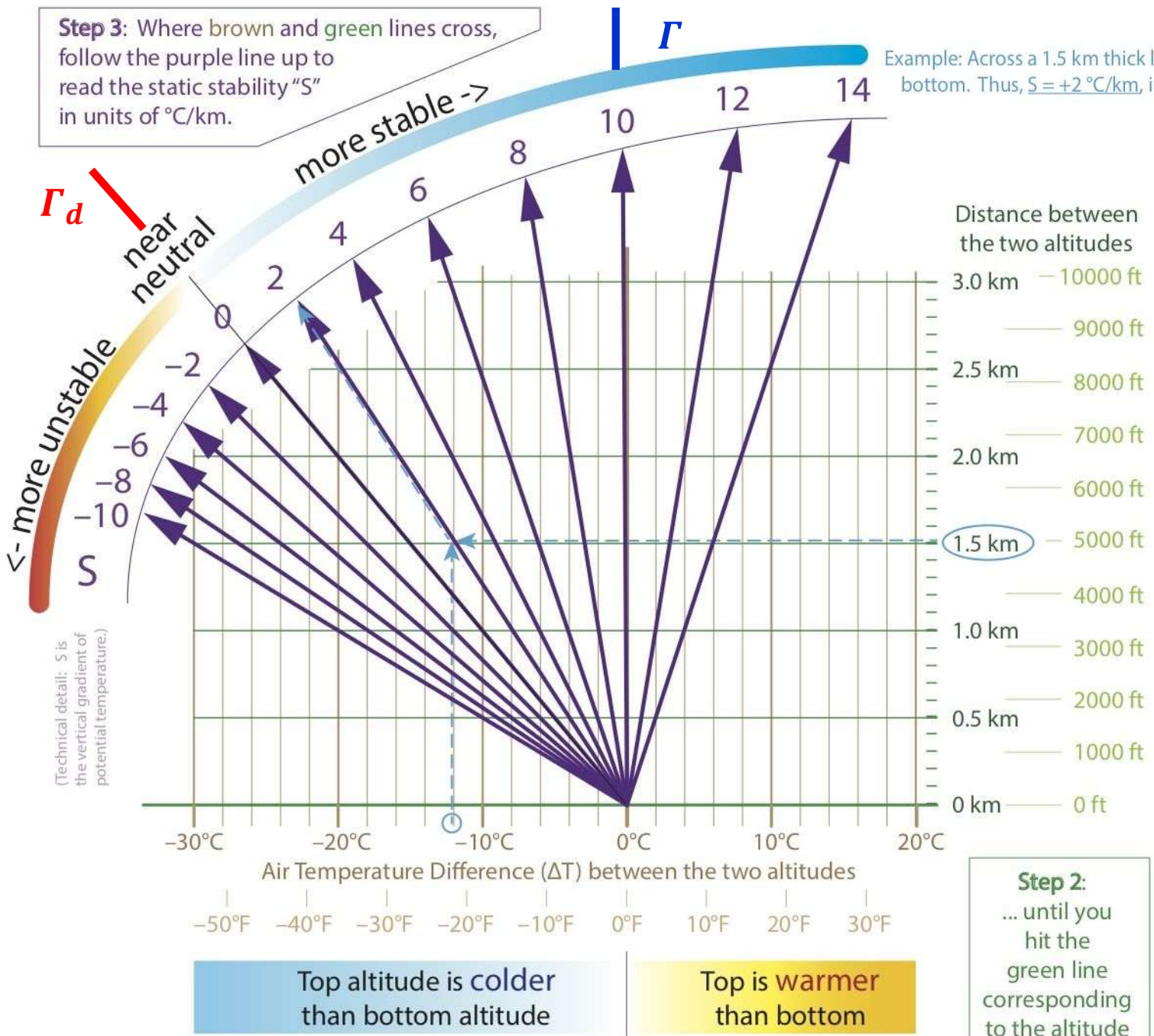
Στατική ευστάθεια ακόρεστου δείγματος $\Gamma < \Gamma_d$: Η κλίση της θερμοβαθμίδας περιβάλλοντος είναι μικρότερη από την κλίση της ξηρής αδιαβατικής θερμοβαθμίδας στο εξεταζόμενο στρώμα της ατμόσφαιρας.

15. Κριτήριο στατικής ευστάθειας ακόρεστου αέρα



Ουδέτερη (αδιάφορη) ισορροπία ακόρεστου δείγματος $\Gamma = \Gamma_d$: Η κλίση της θερμοβαθμίδας περιβάλλοντος είναι ίση με την κλίση της ξηρής αδιαβατικής θερμοβαθμίδας στο εξεταζόμενο στρώμα της ατμόσφαιρας.

15. Κριτήριο στατικής ευστάθειας ακόρεστου αέρα



Unstable - Αστάθεια

$$\Gamma > \Gamma_d$$

Stable - Ευστάθεια

$$\Gamma < \Gamma_d$$

Neutral - Ουδέτερη στατική ευστάθεια

$$\Gamma = \Gamma_d$$

$$-\frac{\Delta T_e}{\Delta z} = \Gamma$$

Step 1: Find the temperature difference between the two altitudes, and follow the brown line upward ...

Step 2: ... until you hit the green line corresponding to the altitude difference.

16. Εναλλακτικό κριτήριο στατικής ευστάθειας με χρήση θ

Ξεκινώντας από τον ορισμό της δυνητικής θερμοκρασίας θα παράξουμε ένα εναλλακτικό κριτήριο ευστάθειας ακόρεστου αέρα το οποίο βασίζεται στη μεταβολή της δυνητικής θερμοκρασίας με το ύψος.

Θερμοκρασία περιβάλλοντος

$$(4) \Rightarrow \theta_e = T_e \left(\frac{p_0}{p} \right)^{\frac{R}{c_p}} \Rightarrow \ln \theta = \ln \left(T \left(\frac{p_0}{p} \right)^{\frac{R}{c_p}} \right) \Rightarrow \ln \theta = \ln T + \frac{R}{c_p} \ln \left(\frac{p_0}{p} \right) \Rightarrow$$

$$\ln \theta = \ln T + \frac{R}{c_p} \ln p_0 - \frac{R}{c_p} \ln p \Rightarrow \frac{d}{dz} (\ln \theta) = \frac{d}{dz} (\ln T) + \frac{d}{dz} \left(\frac{R}{c_p} \ln p_0 \right) - \frac{d}{dz} \left(\frac{R}{c_p} \ln p \right) \Rightarrow$$

$$\frac{1}{\theta} \frac{d\theta}{dz} = \frac{1}{T} \frac{dT}{dz} - \frac{d}{dz} \left(\frac{R}{c_p} \ln p \right) \Rightarrow \frac{1}{\theta} \frac{d\theta}{dz} = \frac{1}{T} \frac{dT}{dz} - \frac{R}{c_p} \frac{d}{dz} (\ln p) \Rightarrow \frac{1}{\theta} \frac{d\theta}{dz} = \frac{1}{T} \frac{dT}{dz} - \frac{R}{c_p} \frac{1}{p} \frac{dp}{dz} \Rightarrow$$

$$\frac{T}{\theta} \frac{d\theta}{dz} = \frac{dT}{dz} - \frac{RT}{p c_p} \frac{dp}{dz} \Rightarrow \frac{T}{\theta} \frac{d\theta}{dz} = \frac{dT}{dz} - \frac{RT}{\rho R T c_p} \frac{dp}{dz} \Rightarrow \frac{T}{\theta} \frac{d\theta}{dz} = \frac{dT}{dz} - \frac{1}{\rho c_p} (-\rho g) \Rightarrow$$

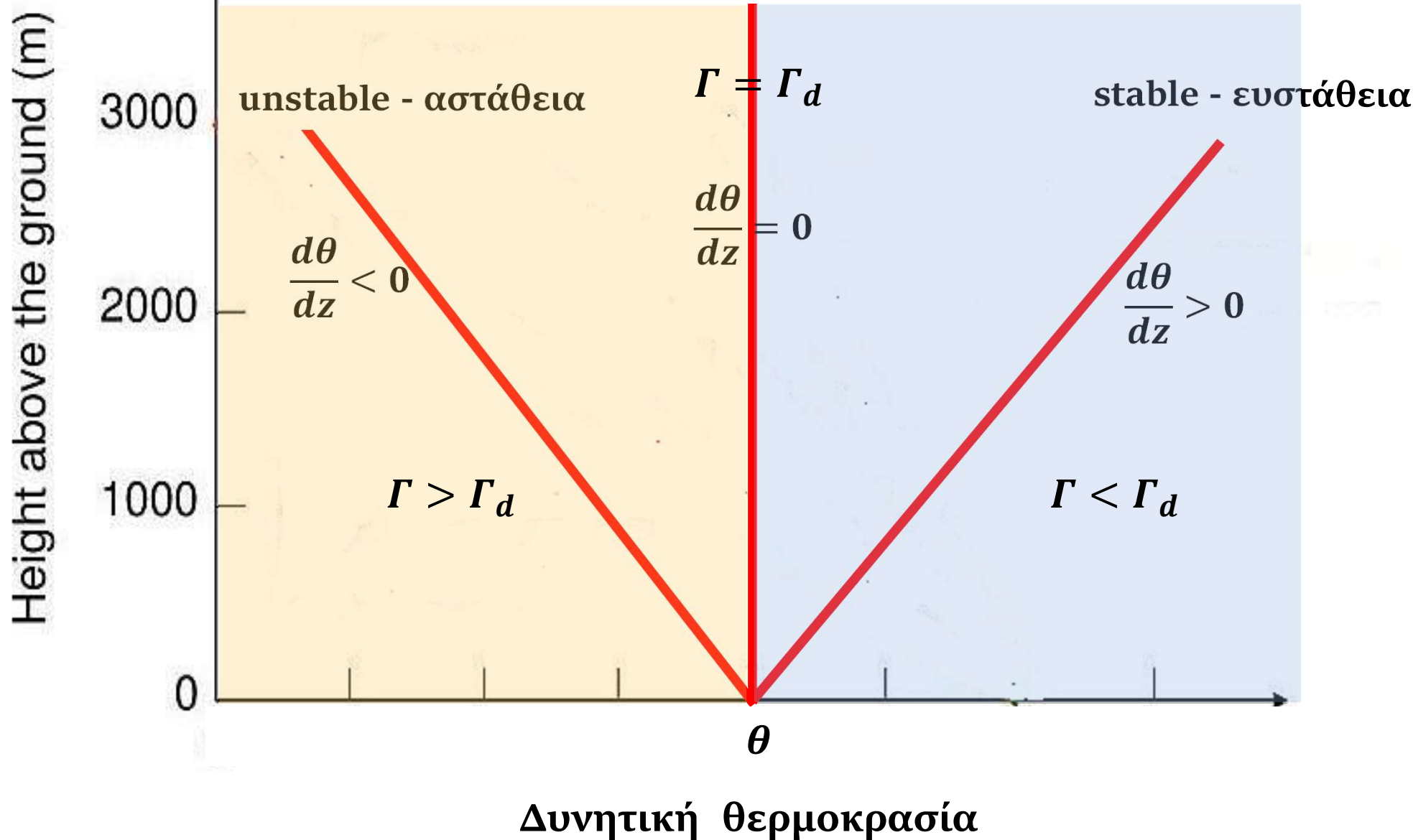
$$\frac{T}{\theta} \frac{d\theta}{dz} = \frac{dT}{dz} + \frac{g}{c_p} \Rightarrow \frac{T}{\theta} \frac{d\theta}{dz} = -\Gamma + \Gamma_d \Rightarrow$$

$$\boxed{\frac{T}{\theta} \frac{d\theta}{dz} = \Gamma_d - \Gamma} \quad (8)$$

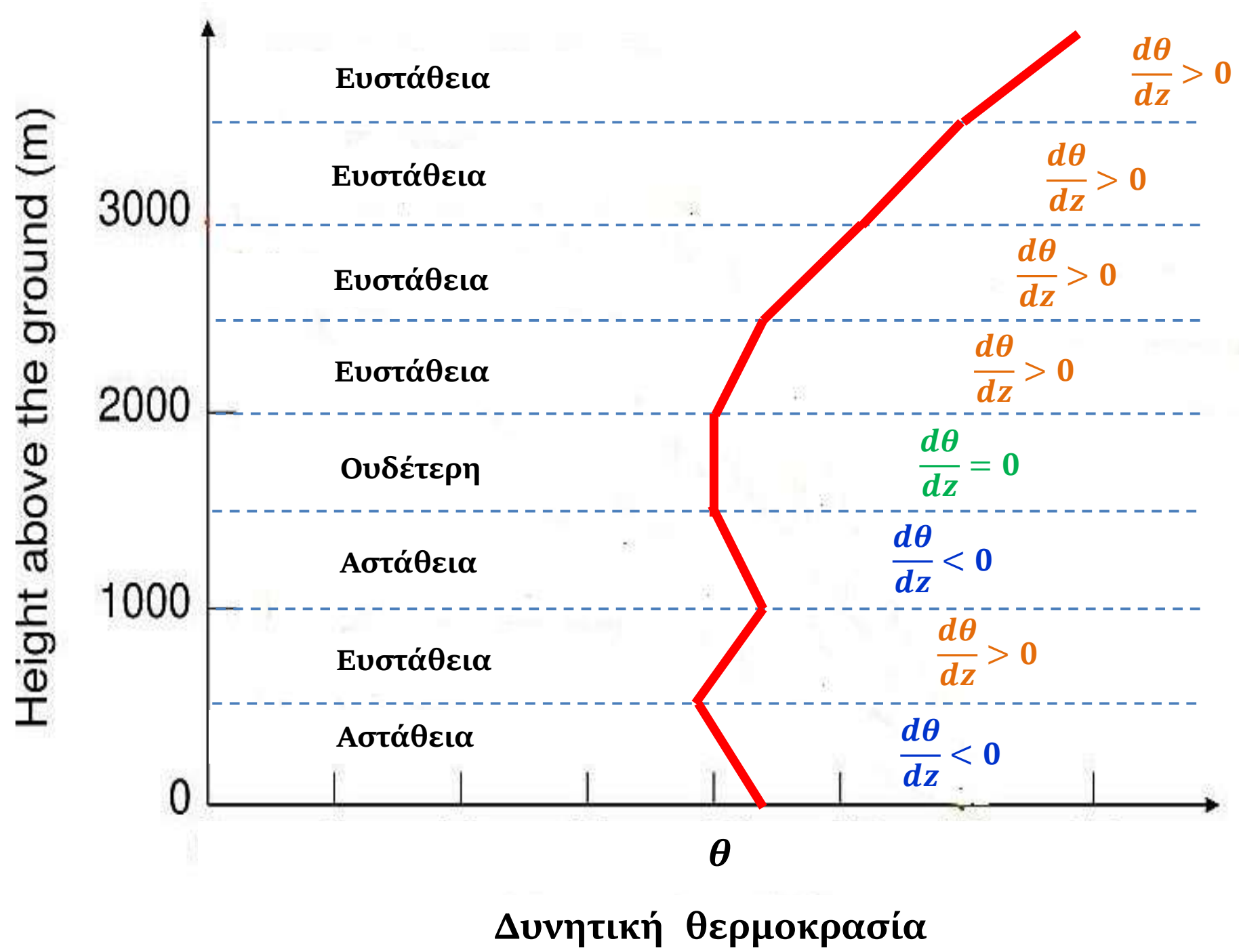
16. Εναλλακτικό κριτήριο στατικής ευστάθειας με χρήση θ

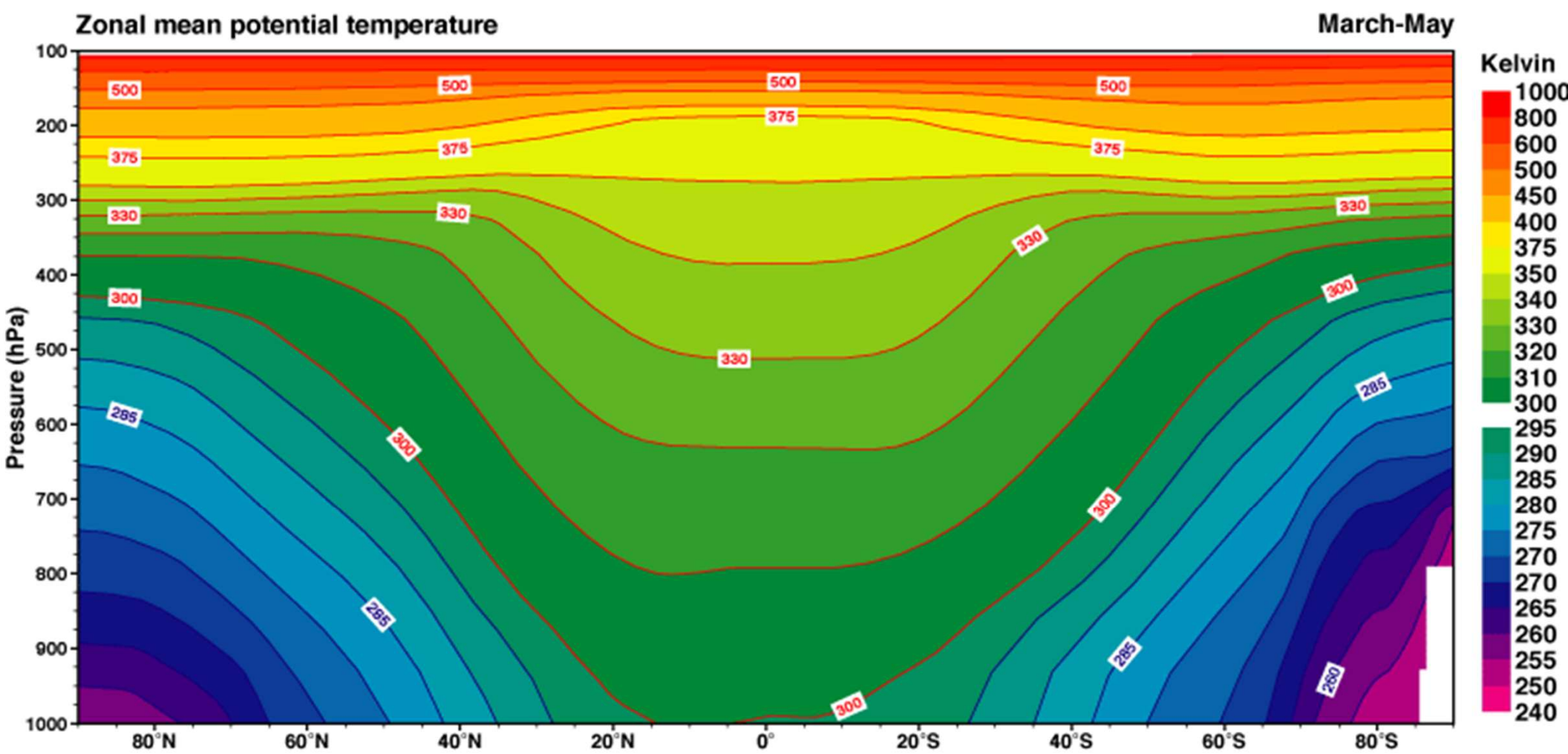
$$\frac{T}{\theta} \frac{d\theta}{dz} = \Gamma_d - \Gamma$$

Neutral - Ουδέτερη στατική ευστάθεια



16. Εναλλακτικό κριτήριο στατικής ευστάθειας με χρήση θ





Η κατώτερη Στρατόσφαιρα χαρακτηρίζεται από μεγάλη στατική ευστάθεια λόγω της μεγάλης αύξησης της δυνητικής θερμοκρασίας με το ύψος.

Στα μέσα γεωγραφικά πλάτη και ιδιαίτερα στην κατώτερη Τροπόσφαιρα, η κατακόρυφη βαθμίδα της δυνητικής θερμοκρασίας είναι μικρότερη.

Έτσι μια οποιαδήποτε ημέρα, υπάρχουν στρώματα της κατώτερης Τροπόσφαιρας όπου η κατακόρυφη βαθμίδα της θ μπορεί να γίνει αρνητική, γεγονός το οποίο υποδηλώνει στατική αστάθεια.

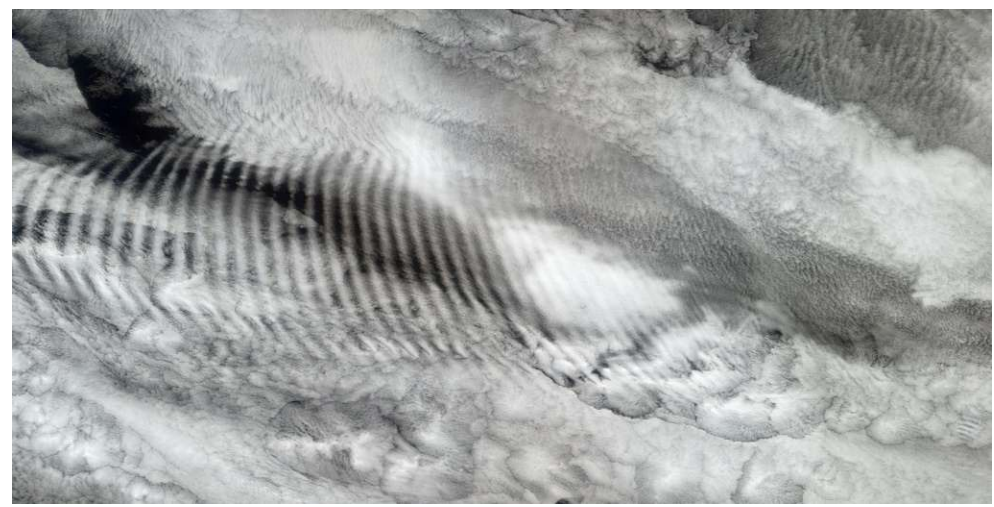
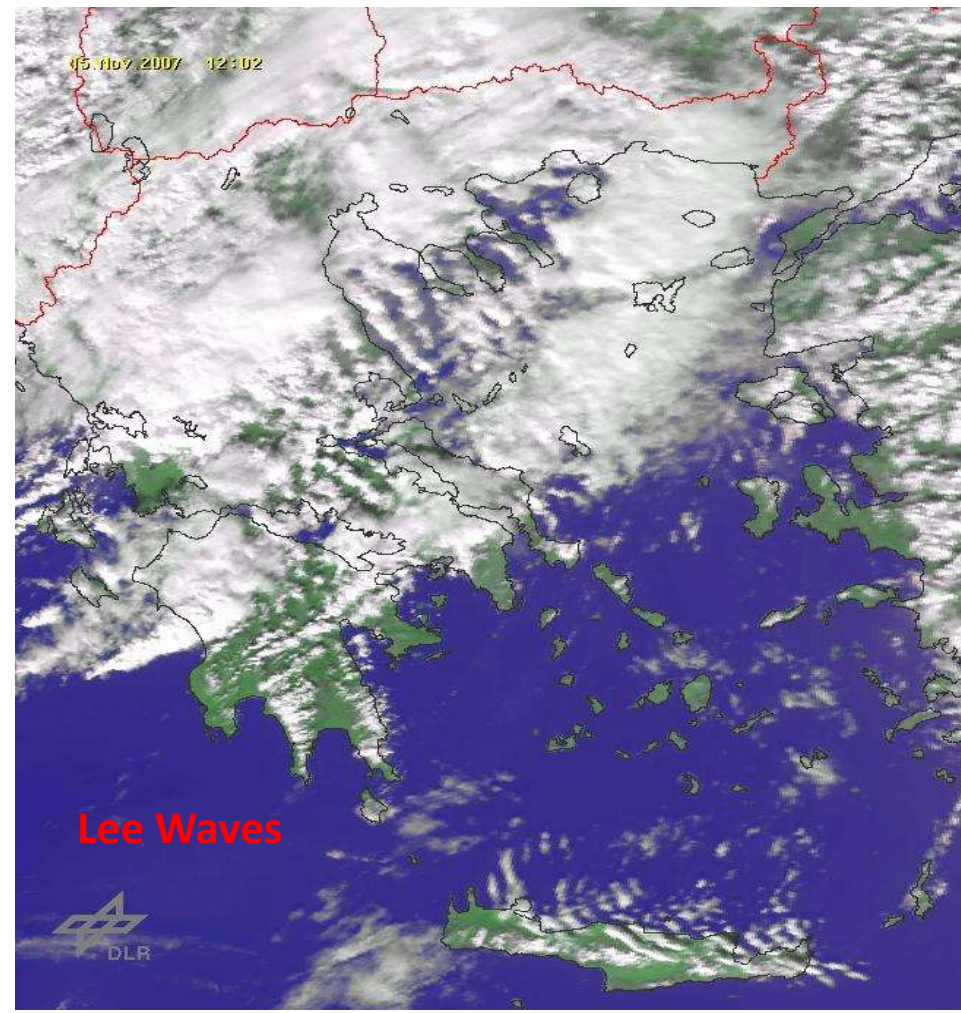
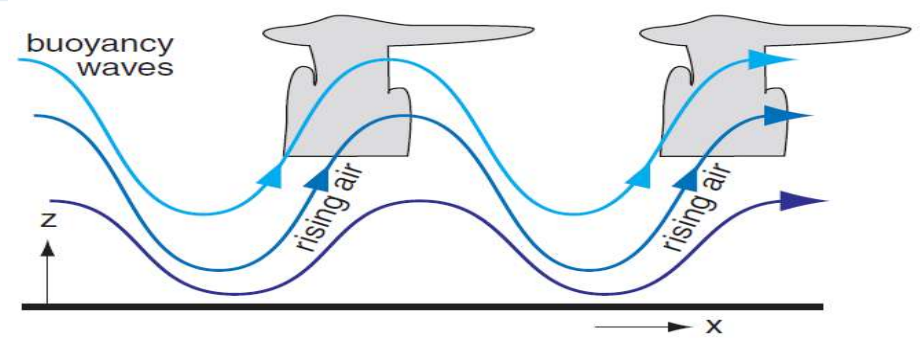
17. Buoyancy oscillations

Υπό κατάλληλες συνθήκες ευστάθειας, όταν αέρια μάζα υπερπηδά εμπόδιο αναγκάζεται σε ταλάντωση στην κατακόρυφη διεύθυνση (**gravity/buoyancy waves**).

Περίοδος ταλάντωσης:

$$T = \frac{2\pi}{N}$$

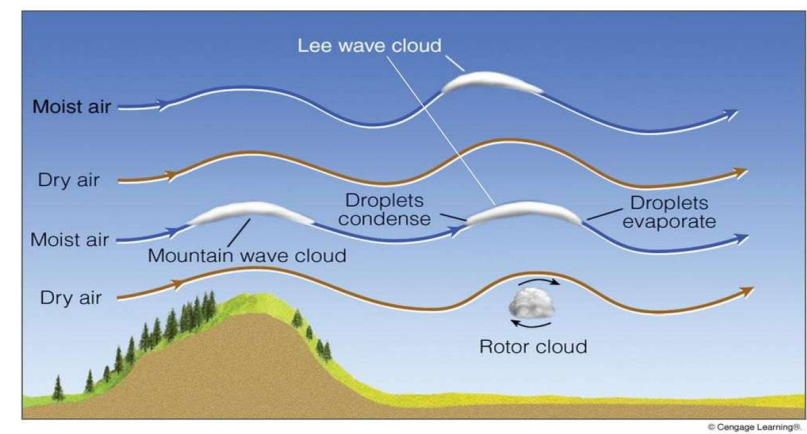
Η αρχική κατακόρυφη μετατόπιση μπορεί να προκαλείται από εμπόδιο **οροσειράς** (προκαλώντας την δημιουργία Lee waves) αλλά και από έντονες **κατακόρυφες αναπτύξεις** (convection).



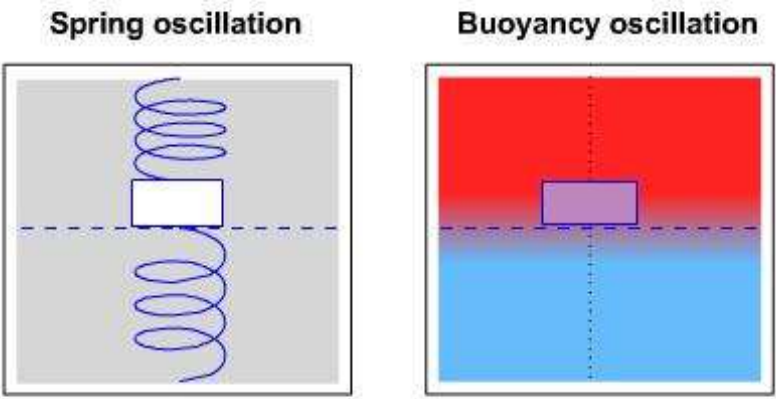
17. Buoyancy oscillations: Κύματα Όρους - Mountain (Lee) waves

Εμφανίζονται σε στρώμα, το οποίο χαρακτηρίζεται από στατική ευστάθεια, κοντά ή ακριβώς πάνω από το ύψος της κορυφής του όρους και η ροή του αέρα προσπίπτει σχεδόν κάθετα στο όρος. Συνήθως είναι στάσιμα (standing waves).

Mountain Waves and Lee Waves (Lenticular)



Restoring process in stable air



18. Εναλλακτική μορφή Brunt-Väisälä frequency

Όπως το εναλλακτικό κριτήριο ευστάθειας χρησιμοποιεί δυνητική θερμοκρασία αντί για θερμοκρασία περιβάλλοντος, μπορούμε να καταλήξουμε σε εναλλακτική έκφραση για τη συχνότητα Brunt-Väisälä.

$$N^2 = \frac{g}{\theta} \frac{d\theta}{dz}$$

$$N^2 = g \frac{(\Gamma_d - \Gamma)}{T_e}$$

Buoyancy oscillations αναπτύσσονται σε περιβάλλον στατικής ευστάθειας

$$\frac{d\theta}{dz} > 0 \quad \text{ή} \quad N^2 > 0$$

Buoyancy Oscillation with Advection



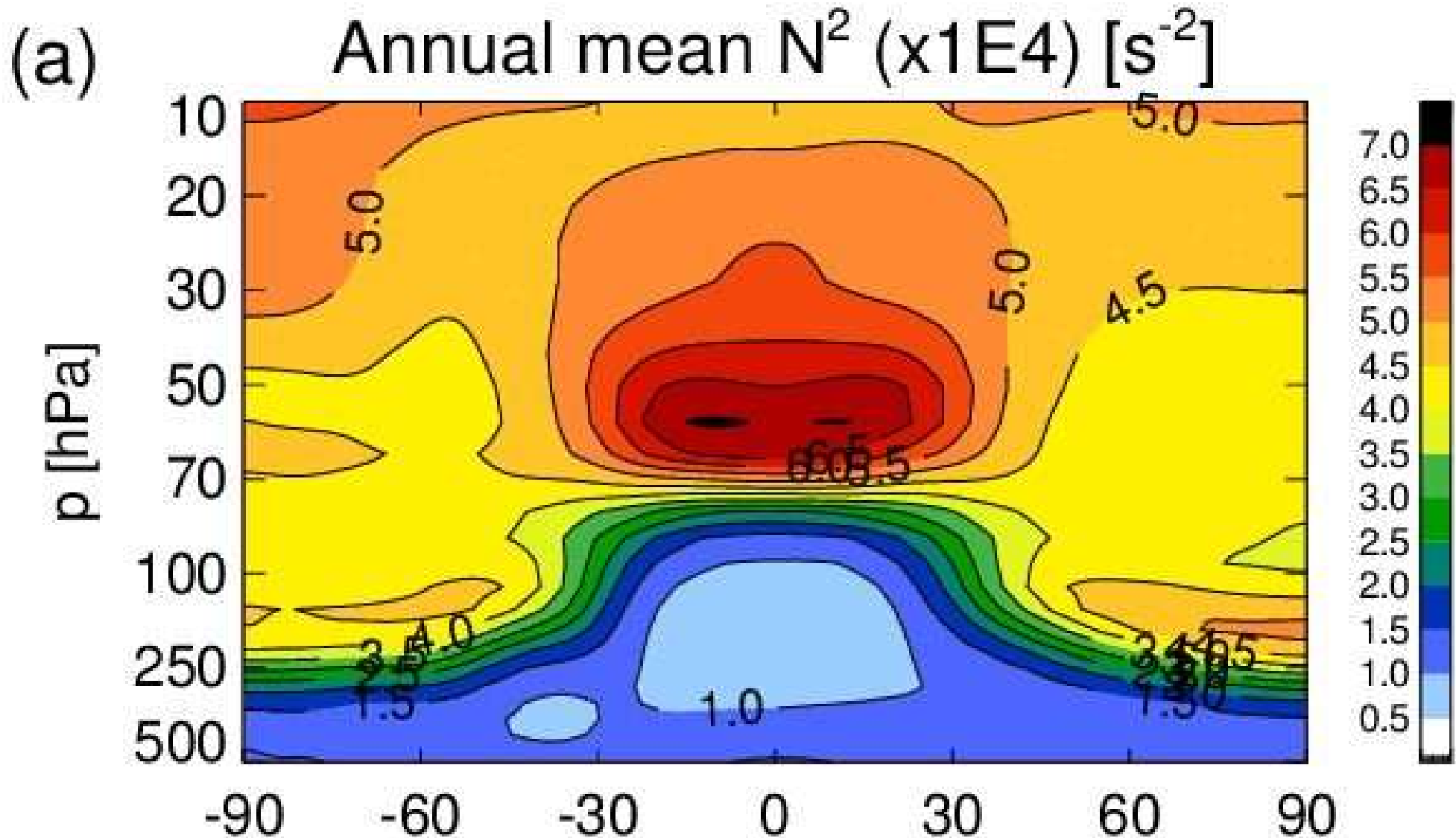
18. Στατικής ευστάθειας ατμόσφαιρας και Brunt-Väisälä frequency

Η Τροπόσφαιρα χαρακτηρίζεται από στατική ευστάθεια και άρα από $N^2 > 0$. Οι τιμές συχνότητας Brunt-Väisälä είναι μικρότερες στις τροπικές περιοχές όπου επεισόδια αστάθειας είναι πιο συχνά. Η Στρατόσφαιρα χαρακτηρίζεται από μεγάλη στατική ευστάθεια.

$$N^2 = g \frac{(\Gamma_d - \Gamma)}{T_e}$$

$$N^2 = \frac{g}{\theta} \frac{d\theta}{dz}$$

$$\frac{d\theta}{dz} > 0 \quad \text{ή} \quad N^2 > 0$$

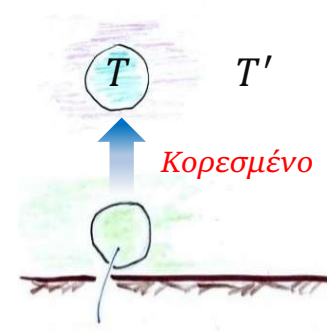


19. Υπολογισμός υγρής αδιαβατικής θερμοβαθμίδας - WALR

Η μεταβολή της θερμοκρασίας ενός **κορεσμένου δείγματος** αέρα καθώς μετακινείται κατακόρυφα, οπότε συστέλλεται ή διαστέλλεται ενώ προστίθεται ή αφαιρείται θερμότητα με το περιβάλλον, περιγράφεται με τη βοήθεια του 1^{ου} Θερμοδυναμικού Νόμου:

$$c_p \frac{dT}{dt} - \frac{RT}{p} \frac{dp}{dt} = J \quad (1)$$

Ρυθμός θέρμανσης ανά μονάδα μάζας του δείγματος αέρα λόγω ακτινοβολίας, αγωγής ... ακολουθώντας την κίνηση του δείγματος



Παραδοχές

- **Αδιαβατική μεταβολή:** Η κατακόρυφη μετατόπιση του δείγματος είναι *γρήγορη* ώστε να μην υπάρχει ανταλλαγή θερμότητας μεταξύ του δείγματος και του περιβάλλοντος λόγω ακτινοβολία και μεταφοράς
- **Ψευδοαδιαβατική μεταβολή:** Στην πραγματικότητα η **αλλαγή φάσης** συνοδεύεται από απελευθέρωση ή δέσμευση ποσού ενέργειας (**λανθάνουσα θερμότητα**) στο πακέτο. Όμως αυτή η θέρμανση/ψύξη προέρχεται από διαδικασίες στο δείγμα και όχι από ανταλλαγή θερμότητας με το περιβάλλον.
- Η ποσότητα νερού σε υγρή φάση όταν παρατηρείται συμπύκνωση θεωρείται ότι είναι πολύ μικρή σε σχέση με αυτή της αέριας φάσης ή απομακρύνεται ταχύτητα.
- Η σταθερά c_p για τον υγρό αέρα είναι ίση με την αντίστοιχη για τον ξηρό αέρα (διαφορά ~1%).

$$J = -L_c \frac{dw_s}{dt}$$

Ρυθμός θέρμανσης ανά μονάδα μάζας δείγματος που απελευθερώνεται στο δείγμα λόγω συμπύκνωσης

L_c *Λανθάνουσα θερμότητα συμπύκνωσης*

w_s *Αναλογία μείγματος κορεσμένου αέρα
Saturation mixing ratio*

Βασικές έννοιες

Δείγμα ατμοσφαιρικού αέρα μπορεί να συγκρατήσει ορισμένη ποσότητα υδρατμών σε δεδομένη θερμοκρασία. Στην οριακή αυτή κατάσταση ο αέρας χαρακτηρίζεται ως **κορεσμένος**. Πέραν του ορίου αυτού οι υδρατμοί συμπυκνώνονται.

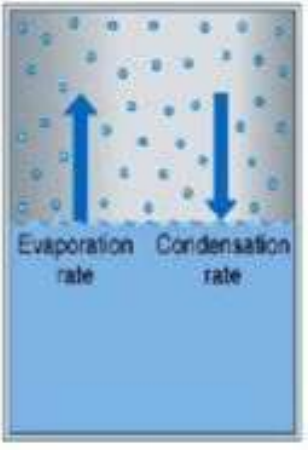
Μη κορεσμένος αέρας
Ροή εξάτμισης ≠ Ροή συμπύκνωσης

Κορεσμένος αέρας
Ροή εξάτμισης = Ροή συμπύκνωσης

Σχέση (μέγιστης) τάσης υδρατμών και αναλογίας μίγματος (κορεσμού)



Η εξάτμιση προκαλεί υδρατμούς οι οποίοι, όπως και τα υπόλοιπα αέρια στην ατμόσφαιρα ασκούν τη δική του μερική πίεση e .



Μερική πίεση υδρατμών

$$w_s \cong 0.622 \frac{e_s}{p} \quad (12)$$
$$e = \rho_v R_v T$$

Μονάδες: [gr/kgr]

Αναλογία μίγματος (mixing ratio)

$$w = \frac{m_v}{m_d}$$

Μάζα υδρατμών

Μάζα ξηρού αέρα

$$w_s = \frac{m_{sv}}{m_{sd}}$$

Κορεσμένος αέρας

$$e = e_s$$

Μέγιστη Τάση

Saturation vapor pressure

Εξίσωση Clausius - Clapeyron

$$\ln \frac{e_s}{6.11} \approx 5.42 \times 10^3 \left(\frac{1}{273} - \frac{1}{T} \right) \quad (13)$$

Η μεταβολή της μέγιστης τάσης υδρατμών και άρα της αναλογίας μείγματος κορεσμού δίδεται από την εξίσωση Clausius - Clapeyron.

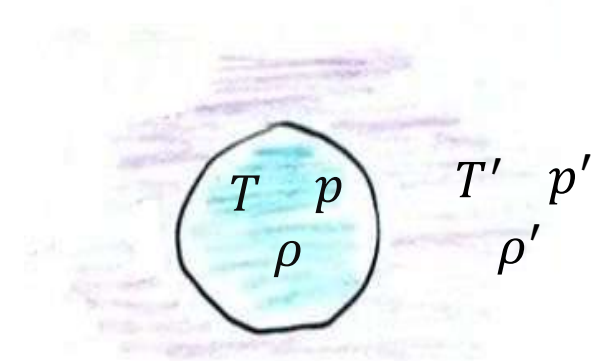
$$(12), (13) \Rightarrow \frac{dw_s}{dT} > 0$$

Αύξηση της θερμοκρασίας προκαλεί αύξηση της αναλογίας μείγματος κορεσμού.

19. Υπολογισμός υγρής αδιαβατικής θερμοβαθμίδας - WALR

Επιδιώκουμε να βρούμε μια σχέση μεταξύ μεταξύ μεταβολής θερμοκρασίας και ύψους για αδιαβατική διεργασία ώστε να υπολογίσουμε τη WALR.

$$c_p \frac{dT}{dt} - \frac{RT}{p} \frac{dp}{dt} = -L_c \frac{dw_s}{dt} \Rightarrow c_p dT - \frac{RT}{p} dp = -L_c dw_s \tag{14}$$



Θεωρούμε ότι ο αέρας περιβάλλοντος βρίσκεται σε υδροστατική ισορροπία. Αυτή μας επιτρέπει να διατυπώσουμε μια σχέση μεταξύ **dp** και **dz**.

$$\frac{dp'}{dz} = -\rho' g \tag{8}$$

Θεωρούμε ότι κατά το ταξίδι του δείγματος η πίεσή του αλλάζει συνεχώς αλλά προσαρμόζεται ακαριαία κάθε στιγμή στην πίεση περιβάλλοντος

$$p = p' \tag{9}$$

Καταστατική εξίσωση (περιβάλλον αέρας)

$$p' = \rho' RT' \tag{10}$$

$$c_p dT - \frac{RT}{p} dp = -L_c dw_s \tag{9} \Rightarrow c_p dT - \frac{RT}{p} dp' = -L_c dw_s \tag{8}$$

$$c_p dT + \frac{RT}{p} \rho' g dz = -L_c dw_s \tag{10} \Rightarrow c_p dT + \frac{RT}{p} \frac{p'}{RT'} g dz = -L_c dw_s \tag{9}$$

$$\frac{T}{T'} \approx 1$$

$$\frac{dT}{dz} + \frac{T}{T'} \frac{g}{c_p} = -\frac{L_c}{c_p} \frac{dw_s}{dz} \Rightarrow \frac{dT}{dz} + \frac{g}{c_p} = -L_c \frac{dw_s}{dz} \frac{dT}{dz} \Rightarrow$$

$$-\frac{dT}{dz} = \frac{\frac{g}{c_p}}{1 + \frac{L_c}{c_p} \frac{dw_s}{dT}} \tag{15}$$

19. Υπολογισμός υγρής αδιαβατικής θερμοβαθμίδας - WALR

Όταν ο αέρας σε πακέτο που μετακινείται κατακόρυφα είναι **κορεσμένος**, η **αλλαγή φάσης** συνοδεύεται από απελευθέρωση ή δέσμευση ποσού ενέργειας (**λανθάνουσα θερμότητα**) στο πακέτο. Αυτή η διαδικασία **αμβλύνει τον ρυθμό ψύξης ή θέρμανσης** του ανερχόμενου ή κατερχόμενου αέρα, αντίστοιχα.

$$-\frac{dT}{dz} = \frac{\frac{g}{c_p}}{1 + \frac{L_c}{c_p} \frac{dw_s}{dT}}$$

$$\Gamma_s = \frac{\Gamma_d}{1 + \frac{L_c}{c_p} \frac{dw_s}{dT}}$$

$$\frac{dw_s}{dT} > 0 \Rightarrow 1 + \frac{L_c}{c_p} \frac{dw_s}{dT} > 1$$
$$\Gamma_s < \Gamma_d$$

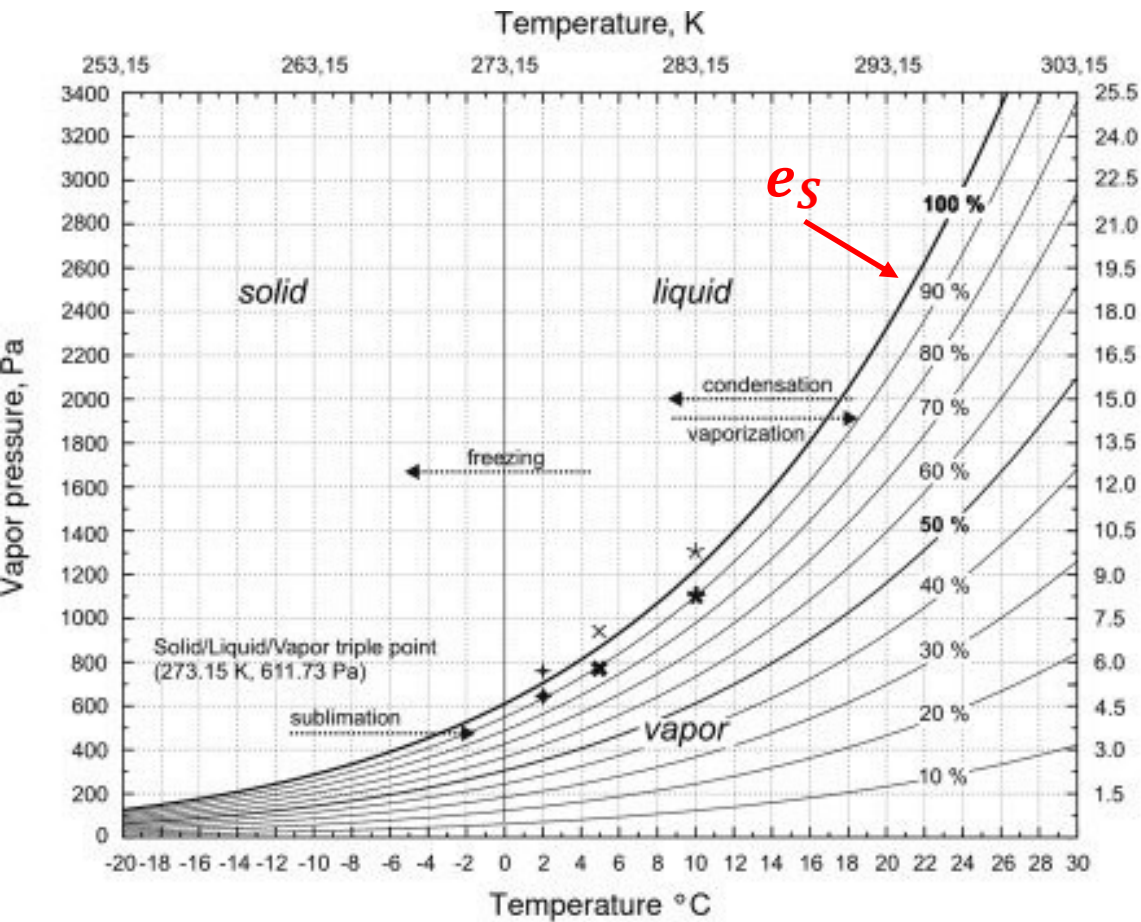
$$w_s \cong 0.622 \frac{e_s}{p}$$

Η WALR είναι μικρότερη της DALR κατά βαθμό ο οποίος εξαρτάται από το πόσο μεγάλο είναι το $\frac{dw_s}{dT}$

Όταν ανέρχεται το δείγμα και ψύχεται, για χαμηλότερες θερμοκρασίες η κλίση της καμπύλης μειώνεται και άρα το $\frac{dw_s}{dT}$.

Η τιμή της Γ_s μειώνεται σταδιακά με το ύψος, όσο το δείγμα ψύχεται.

Επομένως στην ανώτερη Τροπόσφαιρα, όπου πλέον έχουν πλέον συμπυκνωθεί όλοι οι υδρατμοί, το δείγμα συμπεριφέρεται σαν ξηρός αέρας. Ως εκ τούτου η $\Gamma_s \rightarrow \Gamma_d$



20. Κριτήριο στατικής ευστάθειας υγρού αέρα

Wet Adiabatic Lapse Rate - WALR

$$-\frac{dT_p}{dz} = \Gamma_s = \frac{\frac{g}{c_p}}{1 + \frac{L_c}{c_p} \frac{dw_s}{dT}}$$

Ρυθμός μεταβολής θερμοκρασίας πακέτου αέρα με το ύψος όταν υπόκειται σε αδιαβατική διεργασία

Environmental Lapse Rate - ELR

$$-\frac{dT_e}{dz} = \Gamma$$

Ρυθμός μεταβολής θερμοκρασίας περιβάλλοντος αέρα με το ύψος (sounding)

Περίπτωση

$$-\frac{dT_p}{dz} \equiv \Gamma_s > \Gamma \equiv -\frac{dT_e}{dz}$$

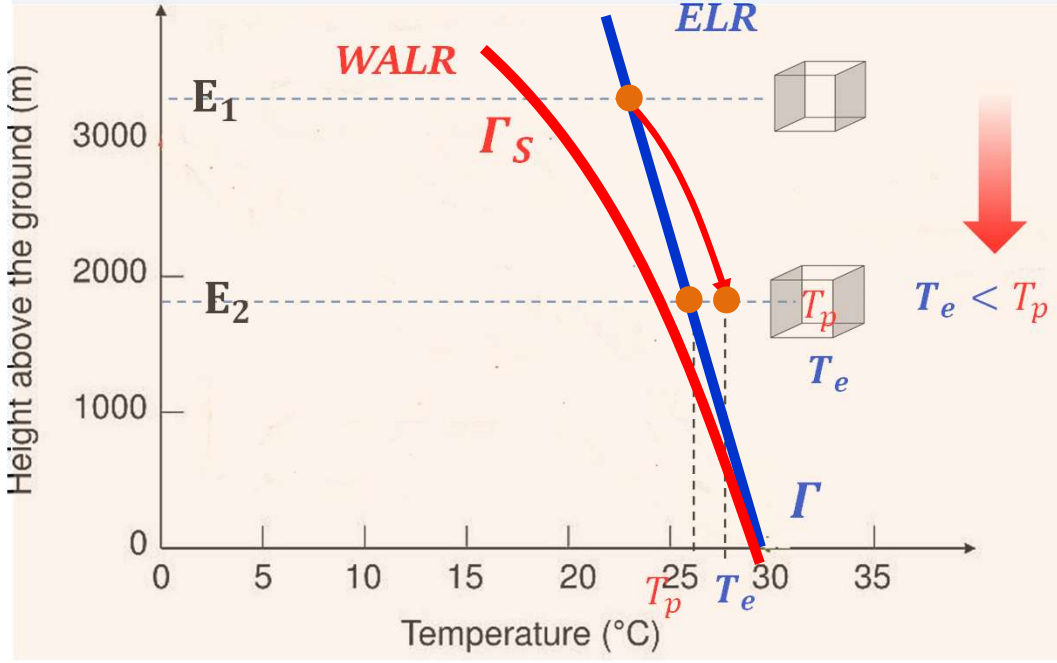
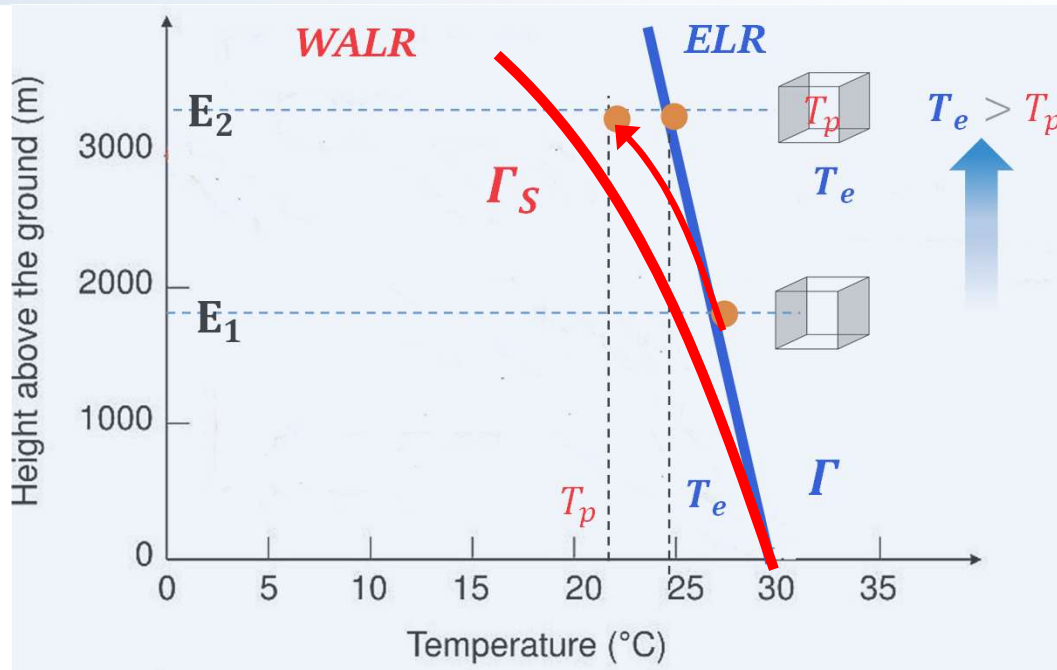


$$B = \frac{(T_p - T_e)g}{T_e} < 0$$

Αρνητική πλευστότητα.
Τάση για κάθοδο.

$$B = \frac{(T_p - T_e)g}{T_e} > 0$$

Θετική πλευστότητα.
Τάση για άνοδο.



Στατική ευστάθεια κορεσμένου δείγματος $\Gamma < \Gamma_s$: οι κατακόρυφες κινήσεις αποσβαίνονται. Μετά την αρχική μικρή απομάκρυνσή του προς τα πάνω ή κάτω αυτό οδηγείται στο αρχικό επίπεδο ισορροπίας.

20. Κριτήριο στατικής ευστάθειας υγρού αέρα

Wet Adiabatic Lapse Rate - WALR

$$-\frac{dT_p}{dz} = \Gamma_s = \frac{\frac{g}{c_p}}{1 + \frac{L_c}{c_p} \frac{dw_s}{dT}}$$

Ρυθμός μεταβολής θερμοκρασίας πακέτου αέρα με το ύψος όταν υπόκειται σε αδιαβατική διεργασία

Environmental Lapse Rate - ELR

$$-\frac{dT}{dz} = \Gamma$$

Ρυθμός μεταβολής θερμοκρασίας περιβάλλοντος αέρα με το ύψος (sounding)

Περίπτωση

$$-\frac{dT_p}{dz} \equiv \Gamma_s < \Gamma \equiv -\frac{dT}{dz}$$

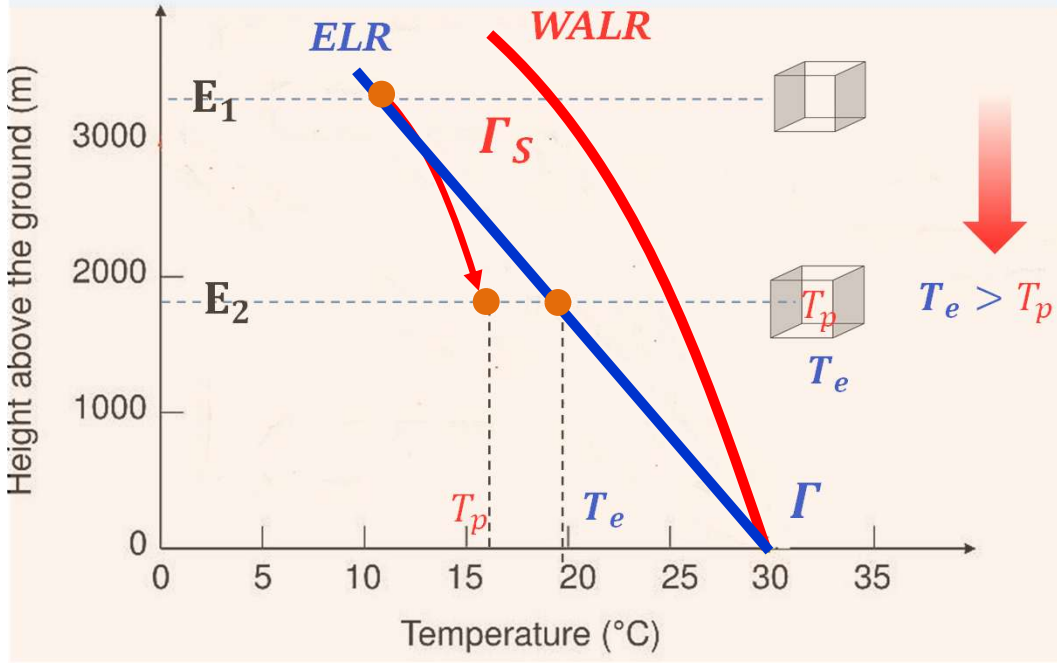
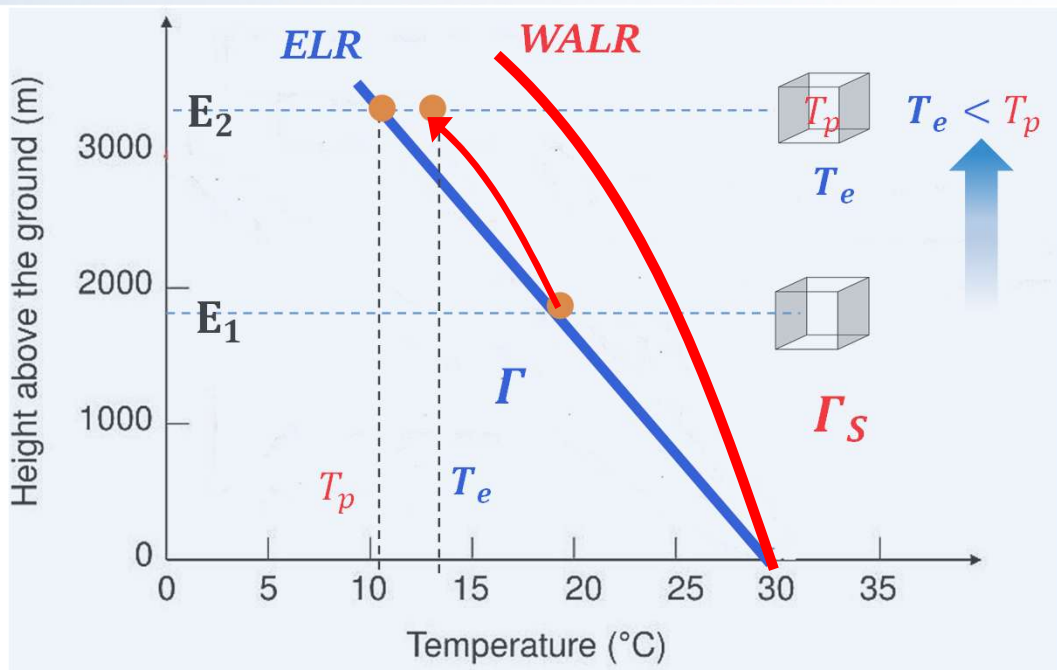


$$B = \frac{(T_p - T_e)g}{T_e} > 0$$

Θετική πλευστότητα.
Τάση για άνοδο.

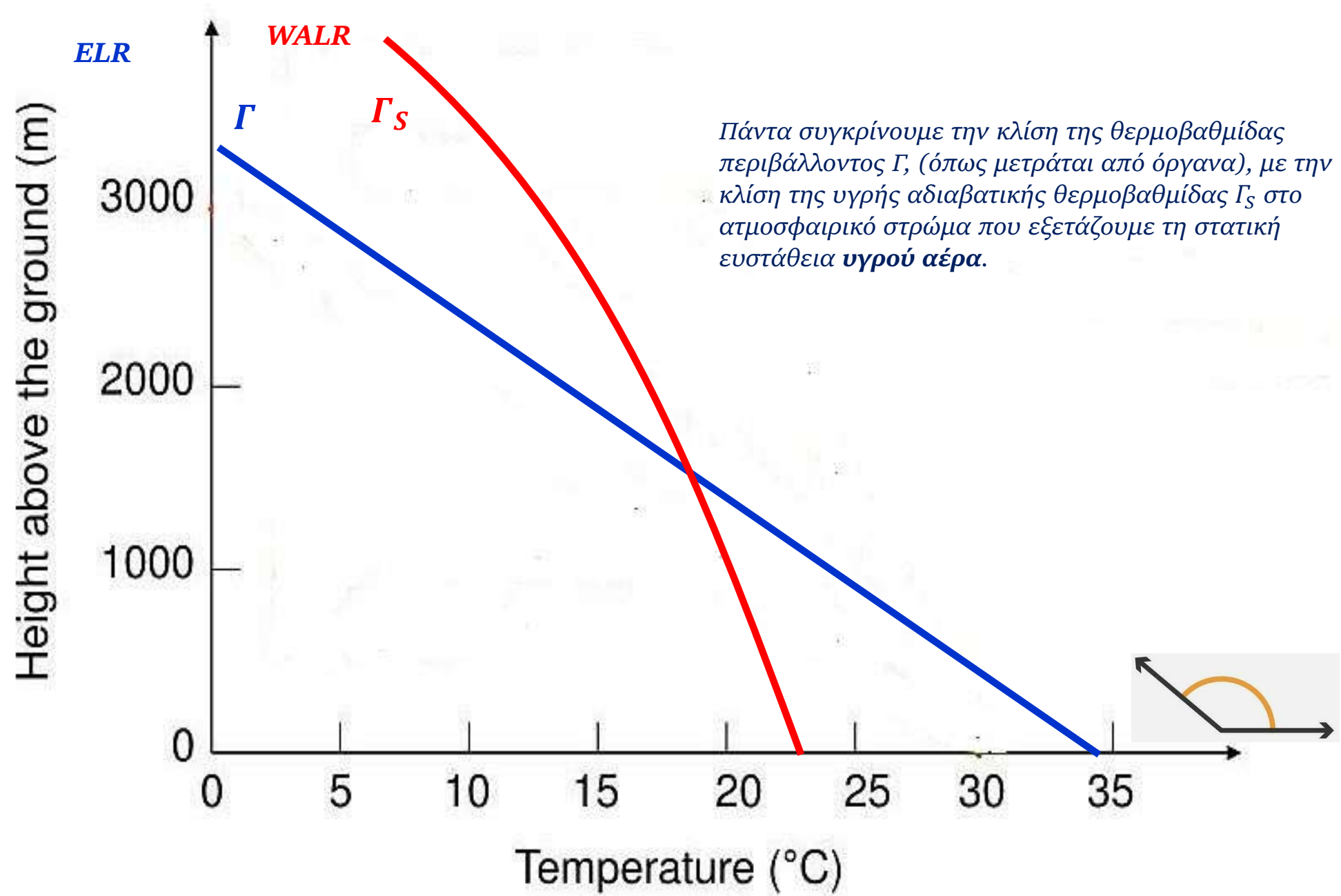
$$B = \frac{(T_p - T_e)g}{T_e} < 0$$

Αρνητική πλευστότητα.
Τάση για κάθοδο.



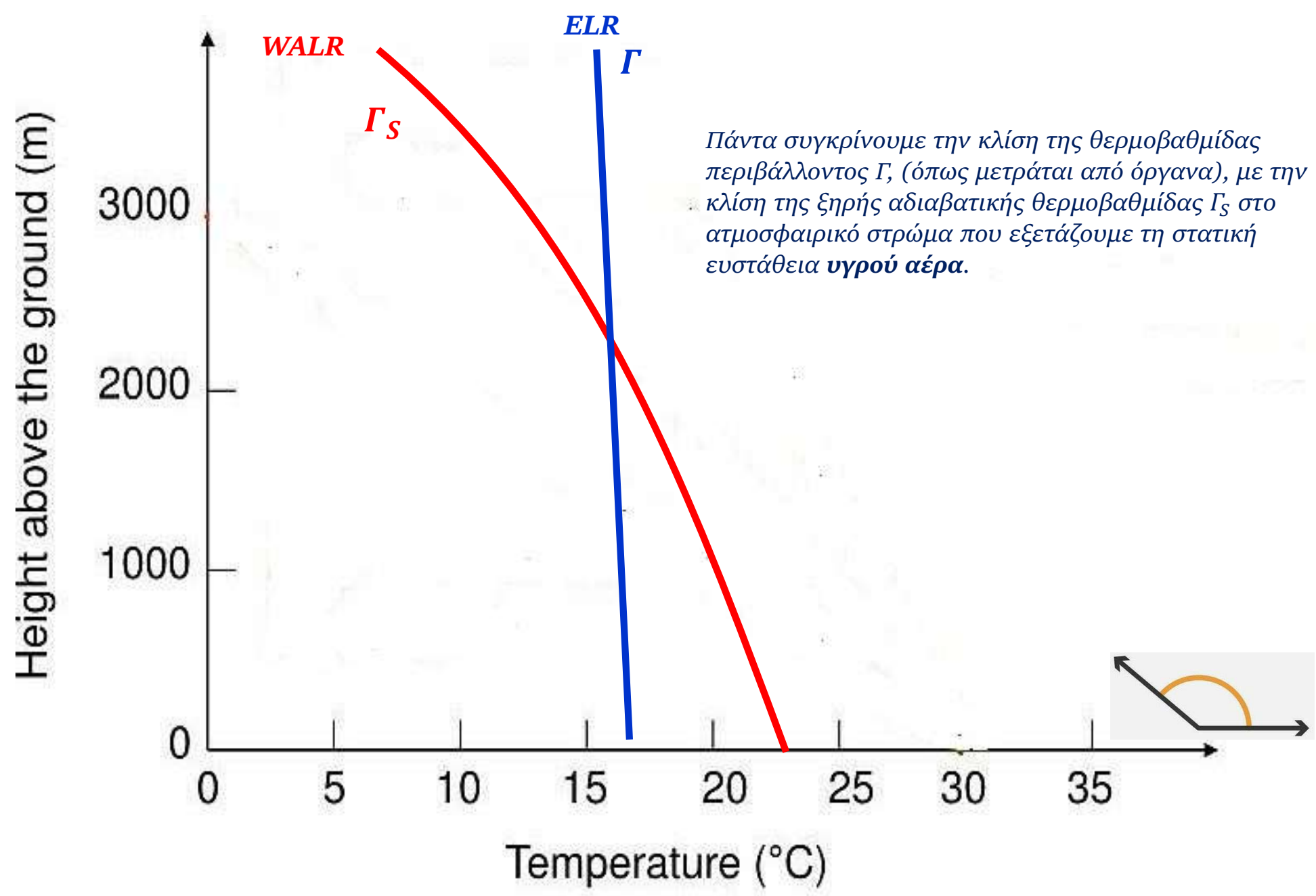
Στατική αστάθεια κορεσμένου δείγματος $\Gamma > \Gamma_s$: οι κατακόρυφες κινήσεις ενισχύονται. Μετά την αρχική μικρή απομάκρυνσή του προς τα πάνω ή κάτω αυτό οδηγείται σε μεγαλύτερη απομάκρυνση.

21. Κριτήριο στατικής ευστάθειας υγρού αέρα



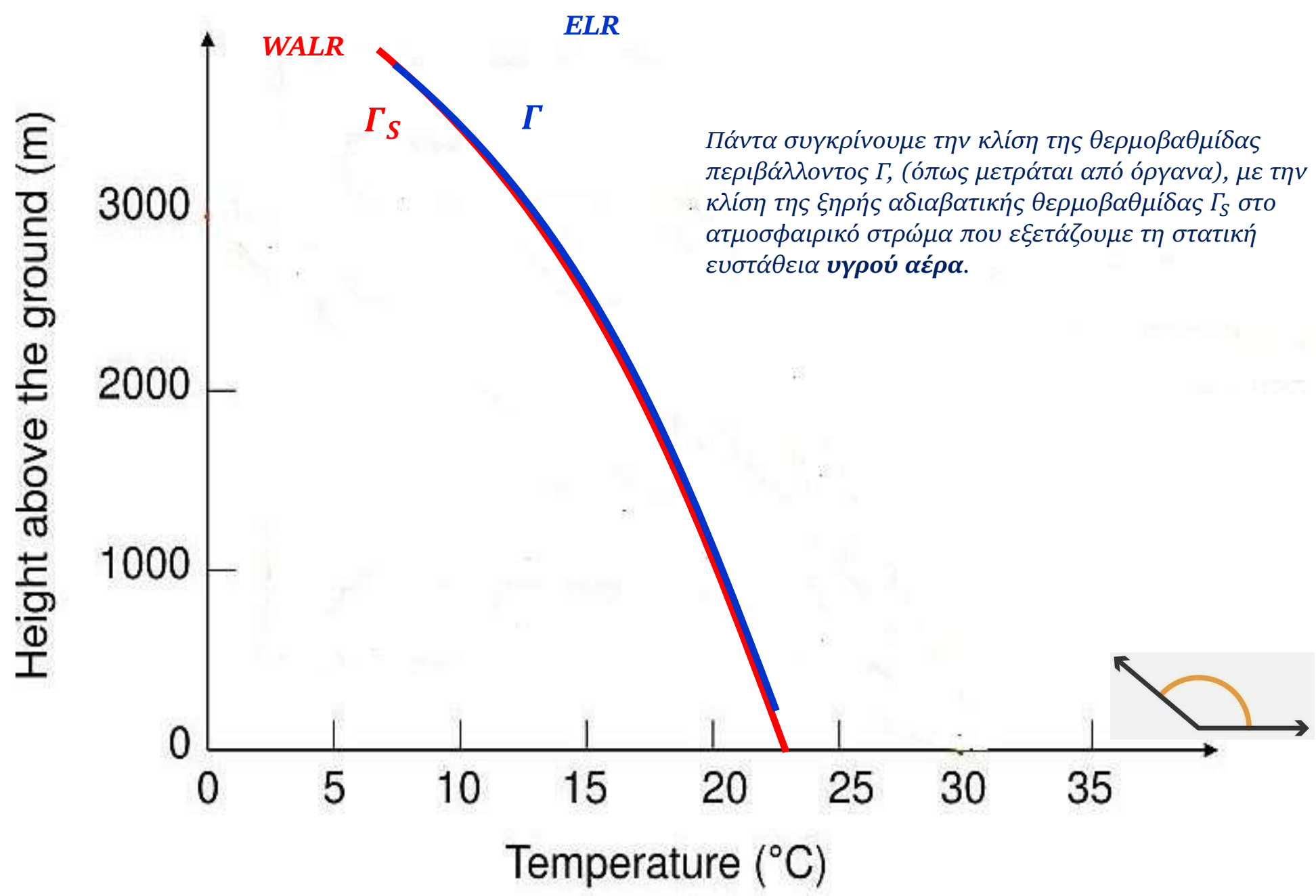
Στατική αστάθεια κορεσμένου δείγματος $\Gamma > \Gamma_s$: Η κλίση της θερμοβαθμίδας περιβάλλοντος είναι μικρότερη από την κλίση της υγρής αδιαβατικής θερμοβαθμίδας στο εξεταζόμενο στρώμα της ατμόσφαιρας.

21. Κριτήριο στατικής ευστάθειας υγρού αέρα



Στατική ευστάθεια κορεσμένου δείγματος $\Gamma > \Gamma_S$: Η κλίση της θερμοβαθμίδας περιβάλλοντος είναι μικρότερη από την κλίση της υγρής αδιαβατικής θερμοβαθμίδας στο εξεταζόμενο στρώμα της ατμόσφαιρας.

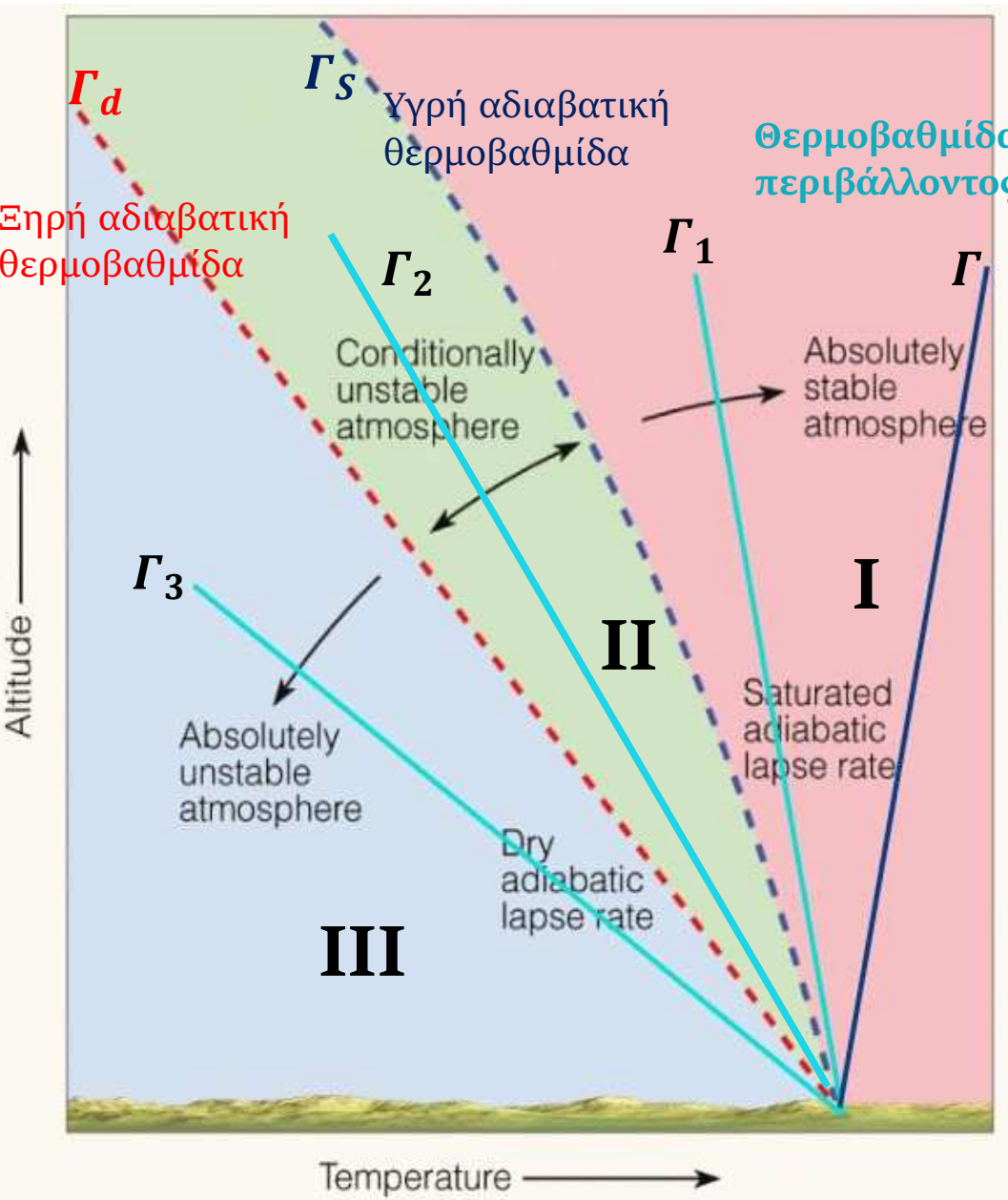
21. Κριτήριο στατικής ευστάθειας υγρού αέρα



Ουδέτερη ισορροπία κορεσμένου δείγματος $\Gamma = \Gamma_s$: Η κλίση της θερμοβαθμίδας περιβάλλοντος είναι ίση με την κλίση της υγρής αδιαβατικής θερμοβαθμίδας στο εξεταζόμενο στρώμα της ατμόσφαιρας.

22. Γενικό κριτήριο στατικής ευστάθειας αέριας μάζας

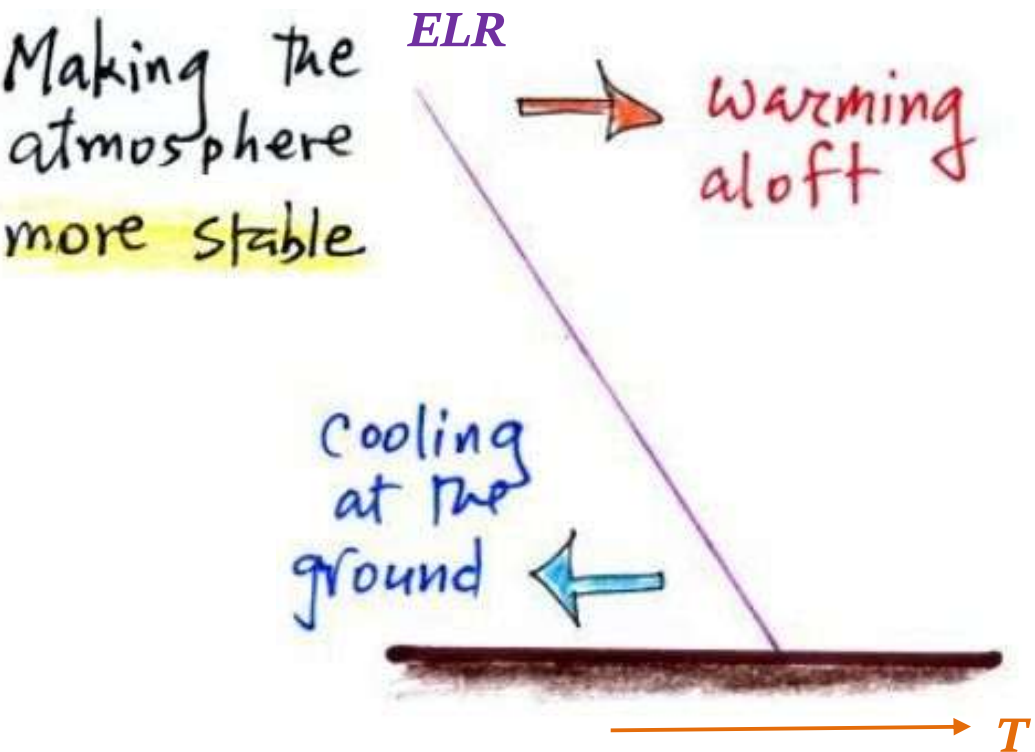
Σε πραγματικές συνθήκες στην ατμόσφαιρα ένα δείγμα αέρα μπορεί να μετατρέπεται από ακόρεστο σε κορεσμένο και αντίστροφα. Χρειαζόμαστε συνδυαστικό κριτήριο στατικής ευστάθειας. Ανάλογα με τη σχετική θέση της Γ ως προς τις θερμοβαθμίδες Γ_d & Γ_s διακρίνουμε τις εξής περιπτώσεις:



- Απόλυτη ευστάθεια (I)** $\Gamma < \Gamma_s < \Gamma_d$
Το δείγμα είτε είναι ακόρεστο είτε καταστεί κορεσμένο θα επιστρέφει πάντα στην αρχική του θέση. Δεν ευνοούνται οι ανοδικές κινήσεις.
- Αδιάφορη ισορροπία κορεσμένου δείγματος** $\Gamma = \Gamma_s$
Ουδέτερη ισορροπία για κορεσμένο δείγμα αλλά συνθήκες ευστάθειας για ακόρεστο.
- Σχετική ευστάθεια (II)** $\Gamma_s < \Gamma < \Gamma_d$
Συνθήκες αστάθειας για κορεσμένο δείγμα αλλά συνθήκες ευστάθειας για ακόρεστο.
- Αδιάφορη ισορροπία ακόρεστου δείγματος** $\Gamma = \Gamma_d$
Ουδέτερη ισορροπία για ακόρεστο δείγμα αλλά συνθήκες αστάθειας για κορεσμένο.
- Απόλυτη αστάθεια (III)** $\Gamma_s < \Gamma_d < \Gamma$
Το δείγμα είτε είναι ακόρεστο είτε καταστεί κορεσμένο θα τείνει να απομακρύνεται από την αρχική του θέση. Ευνοούνται έντονα οι ανοδικές κινήσεις.

23. Μηχανισμοί μεταβολής στατικής αστάθειας

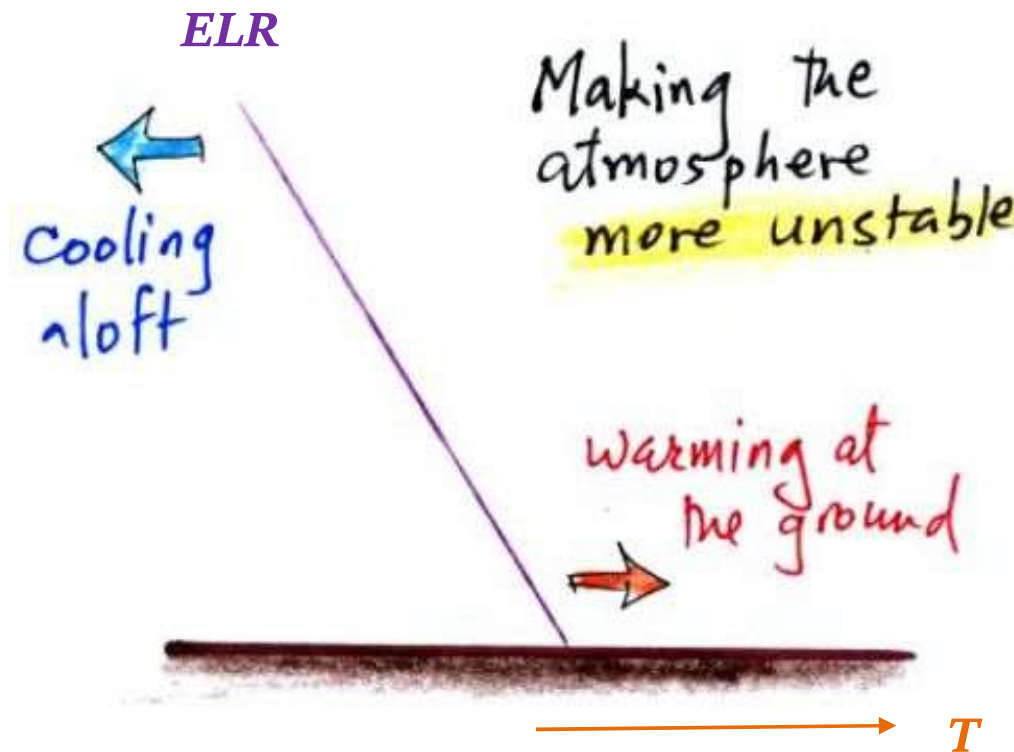
Για να μεταβληθεί η στατική ευστάθεια στρώματος της Ατμόσφαιρας πρέπει να μεταβληθεί η κλίση της θερμοβαθμίδας περιβάλλοντος (ρυθμός μεταβολής θερμοκρασίας περιβάλλοντος με το ύψος).



Αύξηση Ευστάθειας

Ατμοσφαιρική διεργασία απαιτείται να προκαλέσει ψύξη στην κάτω περιοχή του στρώματος ή / και θέρμανση στην άνω περιοχή του στρώματος.

Ως εκ τούτου η κλίση του προφίλ ELR αυξάνεται ή υπάρχει περιστροφή σύμφωνα με τη φορά των δεικτών του ρολογιού.



Αύξηση Αστάθειας

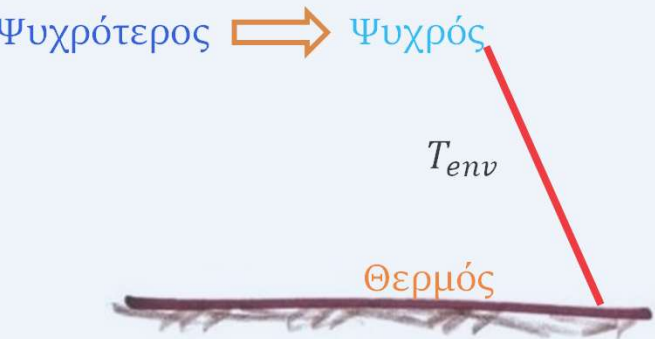
Ατμοσφαιρική διεργασία απαιτείται να προκαλέσει ψύξη στην άνω περιοχή του στρώματος ή / και θέρμανση στην κάτω περιοχή του στρώματος.

Ως εκ τούτου η κλίση του προφίλ ELR μειώνεται ή υπάρχει περιστροφή αντίθετα με τη φορά των δεικτών του ρολογιού.

23. Μηχανισμοί μεταβολής στατικής αστάθειας

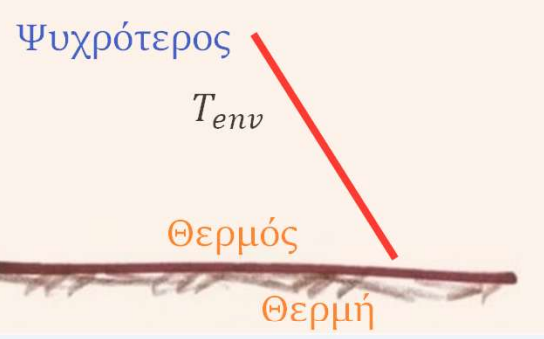
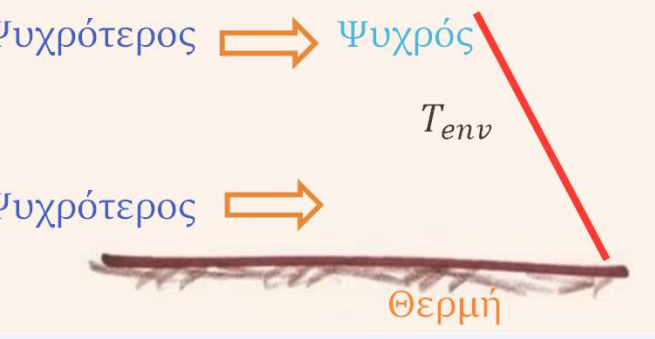
Πριν

Μετά



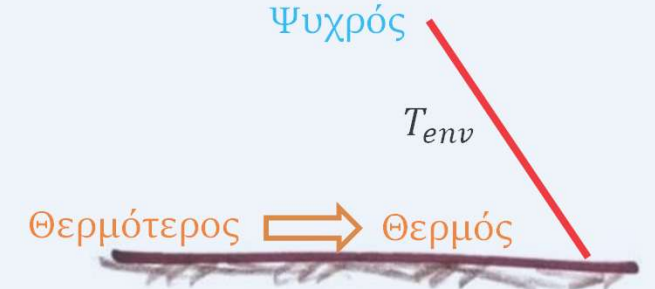
Ψυχρή μεταφορά στην ανώτερη Τροπόσφαιρα

Μεταφορά ψυχρότερου αέρα στην ανώτερη Τροπόσφαιρα αυξάνει την τιμή της ELR και ενισχύει την αστάθεια.



Ψυχρή μεταφορά επάνω από θερμότερη επιφάνεια

Μεταφορά ψυχρότερου σε μεγάλο πάχος του στρώματος επάνω από θερμή επιφάνεια εδάφους. Το στρώμα θερμαίνεται από κάτω.



Θερμή μεταφορά κοντά στην επιφάνεια εδάφους

Μεταφορά θερμότερου αέρα στην κατώτερη Τροπόσφαιρα αυξάνει την τιμή της ELR και ενισχύει την αστάθεια.

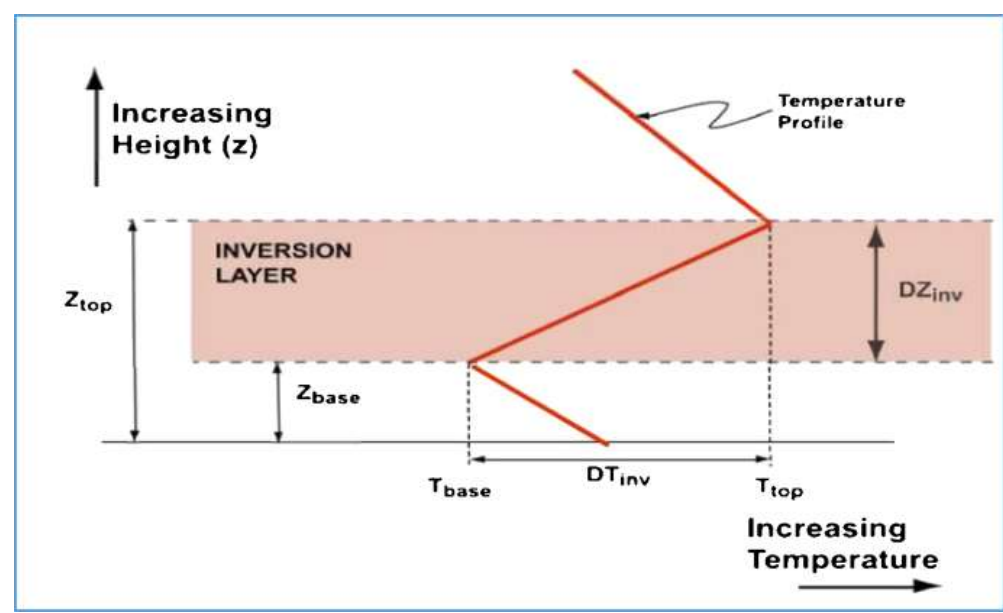
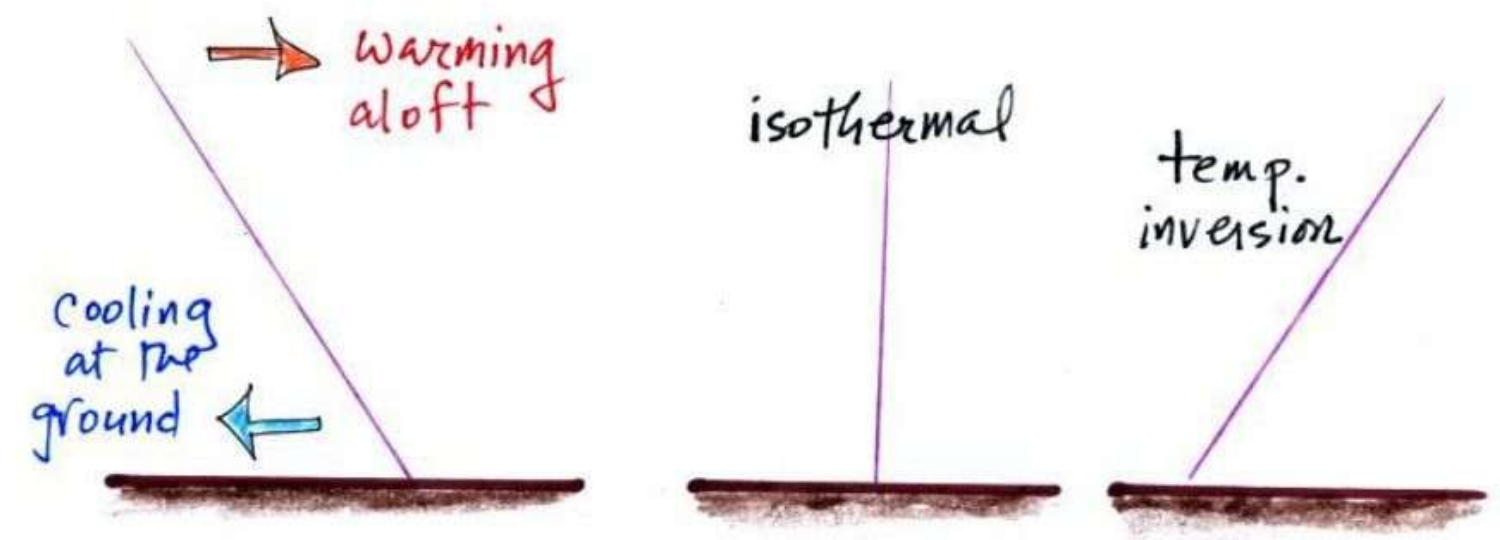


Θέρμανση εδάφους από την ηλιακή ακτινοβολία

Ισχυρή θέρμανση του εδάφους δια ακτινοβολίας και κατ' επέκταση των υπερκείμενων στρωμάτων ενισχύει την αστάθεια σε μέση κλίμακα.

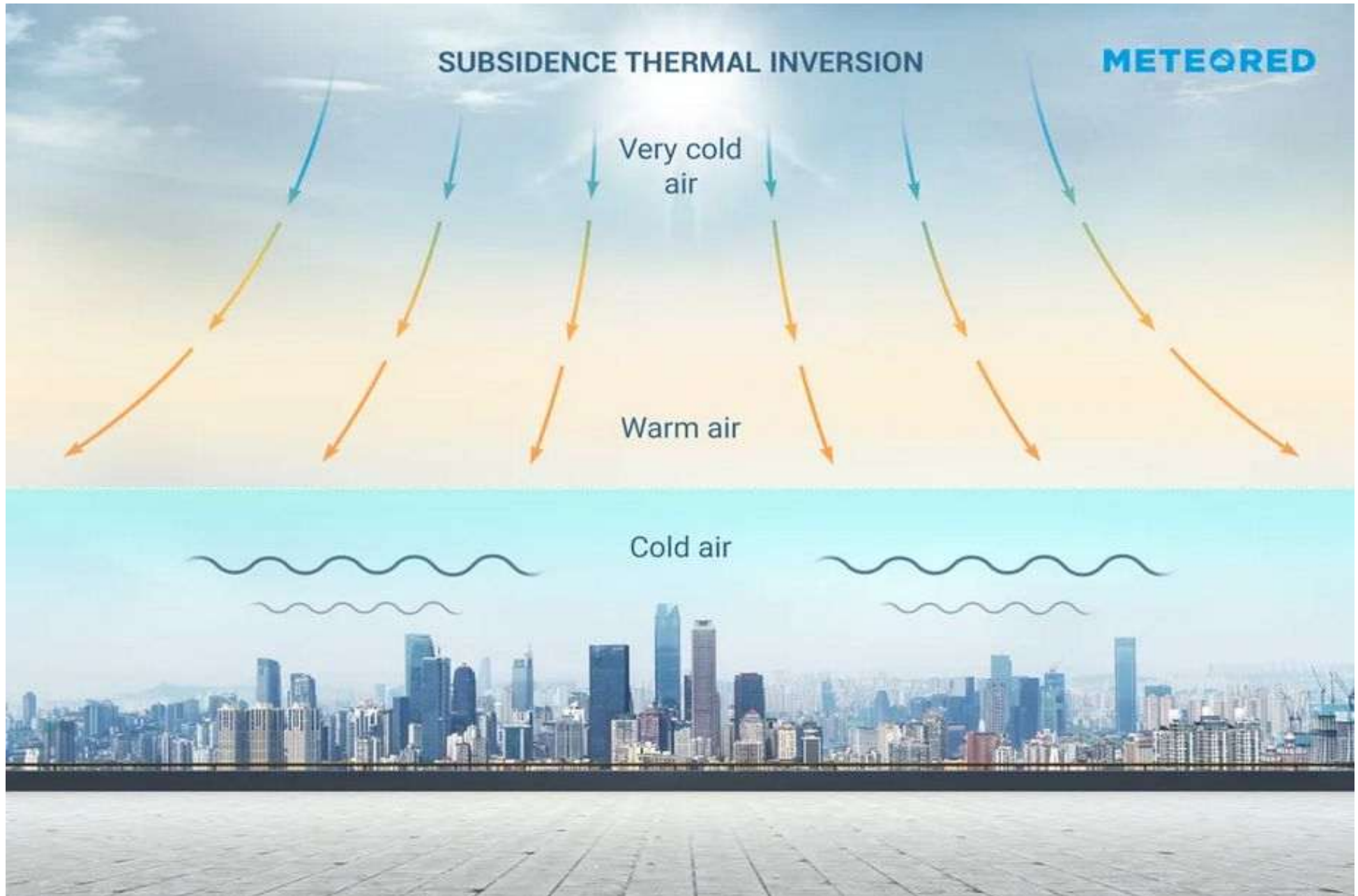
24. Θερμοκρασιακή αναστροφή

Θερμοκρασιακή αναστροφή: φαινόμενο κατά το οποίο η θερμοκρασία του αέρα αυξάνεται τοπικά με το ύψος αντί να μειώνεται, όπως συνήθως συμβαίνει. Η αναστροφή παίζει σημαντικό ρόλο στην ευστάθεια ατμοσφαιράς καθώς και στη μεταφορά και διασπορά των ρύπων της ατμόσφαιρας.



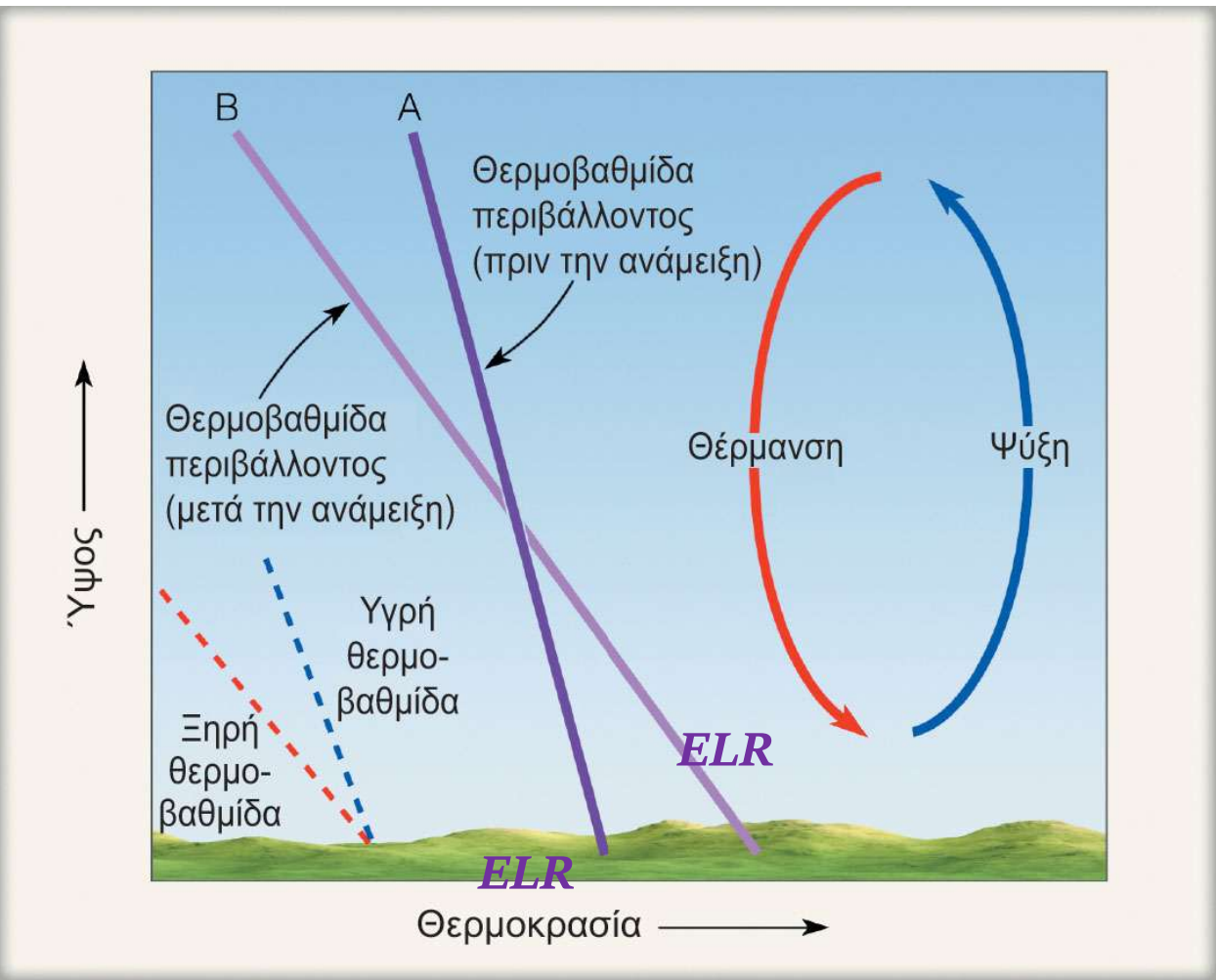
24. Θερμοκρασιακή αναστροφή

Θερμοκρασιακή αναστροφή: φαινόμενο κατά το οποίο η θερμοκρασία του αέρα αυξάνεται τοπικά με το ύψος αντί να μειώνεται, όπως συνήθως συμβαίνει. Η αναστροφή παίζει σημαντικό ρόλο στην ευστάθεια ατμοσφαιράς καθώς και στη μεταφορά και διασπορά των ρύπων της ατμόσφαιρας.



25. Μηχανισμοί μεταβολής στατικής αστάθειας: ανάμειξη

Ανάμειξη σε ευσταθές ατμ. στρώμα μπορεί να πραγματοποιηθεί είτε λόγω κατακόρυφης μεταφοράς αερίων μαζών ή παρουσία τυρβωδών στροβίλων. Θεωρούμε ότι ο αέρας στο στρώμα είναι ακόρεστος.



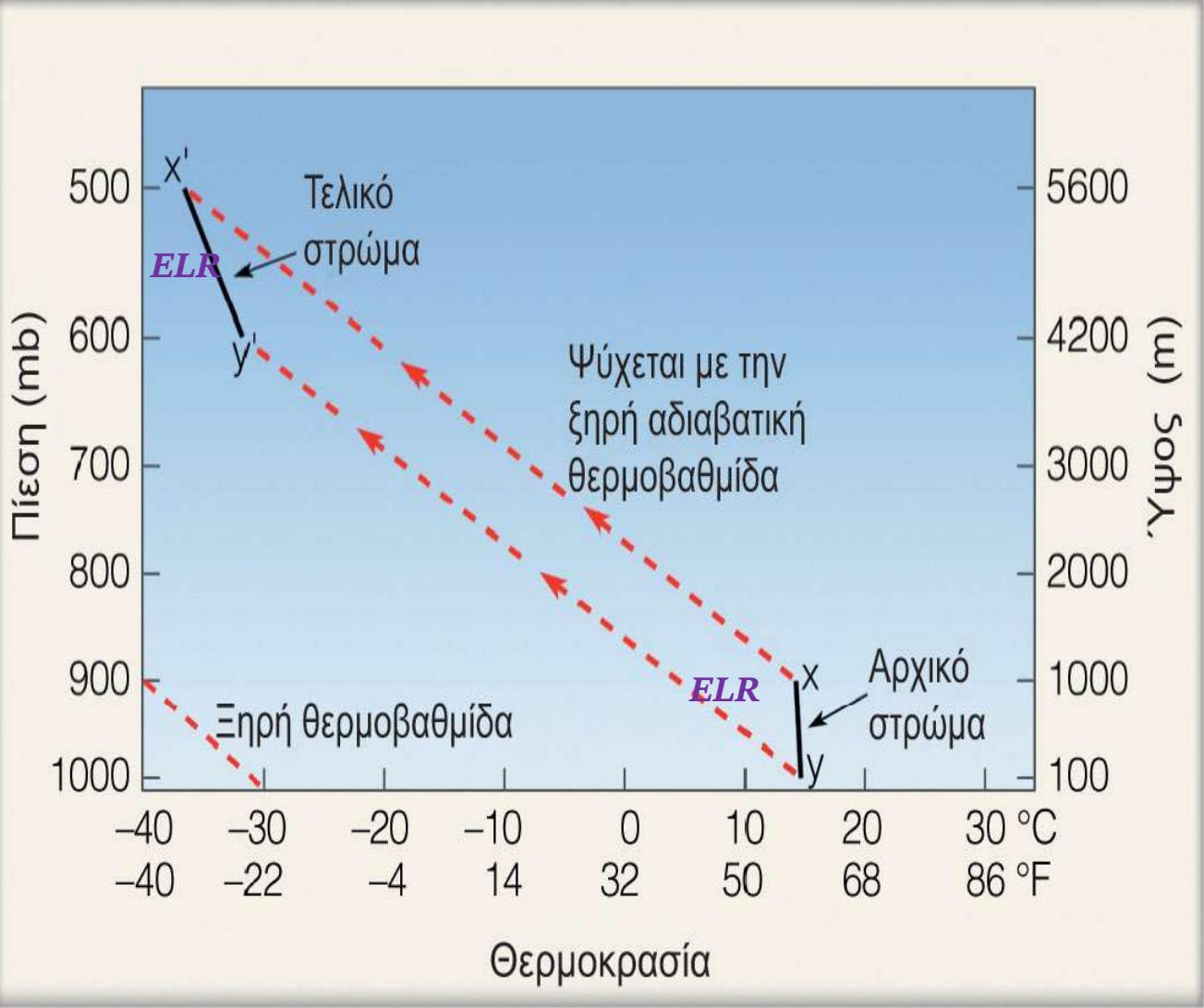
- Ο ανερχόμενος αέρας ψύχεται αδιαβατικά σύμφωνα με την DALR με αποτέλεσμα μετά την ανάμειξη να συγκεντρώνεται ψυχρότερος αέρας κοντά στην κορυφή του στρώματος.
- Η κορυφή του προφίλ ELR μετακινείται προς τα αριστερά (χαμηλότερες θερμοκρασίες).
- Ο κατερχόμενος αέρας θερμαίνεται αδιαβατικά σύμφωνα με την DALR με αποτέλεσμα μετά την ανάμειξη να συγκεντρώνεται θερμότερος αέρας κοντά στην βάση του στρώματος.
- Η βάση του προφίλ ELR μετακινείται προς τα δεξιά (υψηλότερες θερμοκρασίες).

Ως εκ τούτου η τιμή της θερμοβαθμίδας περιβάλλοντος αυξάνεται και ενισχύεται η στατική αστάθεια του ατμοσφαιρικού στρώματος.

Παρατεταμένη και εντατική ανάμειξη του στρώματος ακόρεστου αέρα θα καταλήξει σε εξίσωση της θερμοβαθμίδας περιβάλλοντος με την ξηρή αδιαβατική θερμοβαθμίδα.

25. Μηχανισμοί μεταβολής στατικής αστάθειας: ανύψωση/ταπείνωση στρώματος

Ανύψωση ολόκληρου ακόρεστου στρώματος (1000 – 900 hPa) οποίο είναι απόλυτα ευσταθές



Απόλυτη ευστάθεια: αρχικά η τιμή του *ELR* ήταν μικρότερη από αυτή της *WALR*.

Ο αέρας σε κάθε σημείου του στρώματος παραμένει ακόρεστος κατά την ανύψωση.

Κάθε πακέτο αέρα του στρώματος θα εκτονώνεται αδιαβατικά και θα ψύχεται σύμφωνα με την *DALR*.

Η εκτόνωση θα οδηγήσει σε αύξηση του πάχους του στρώματος στην τελική θέση.

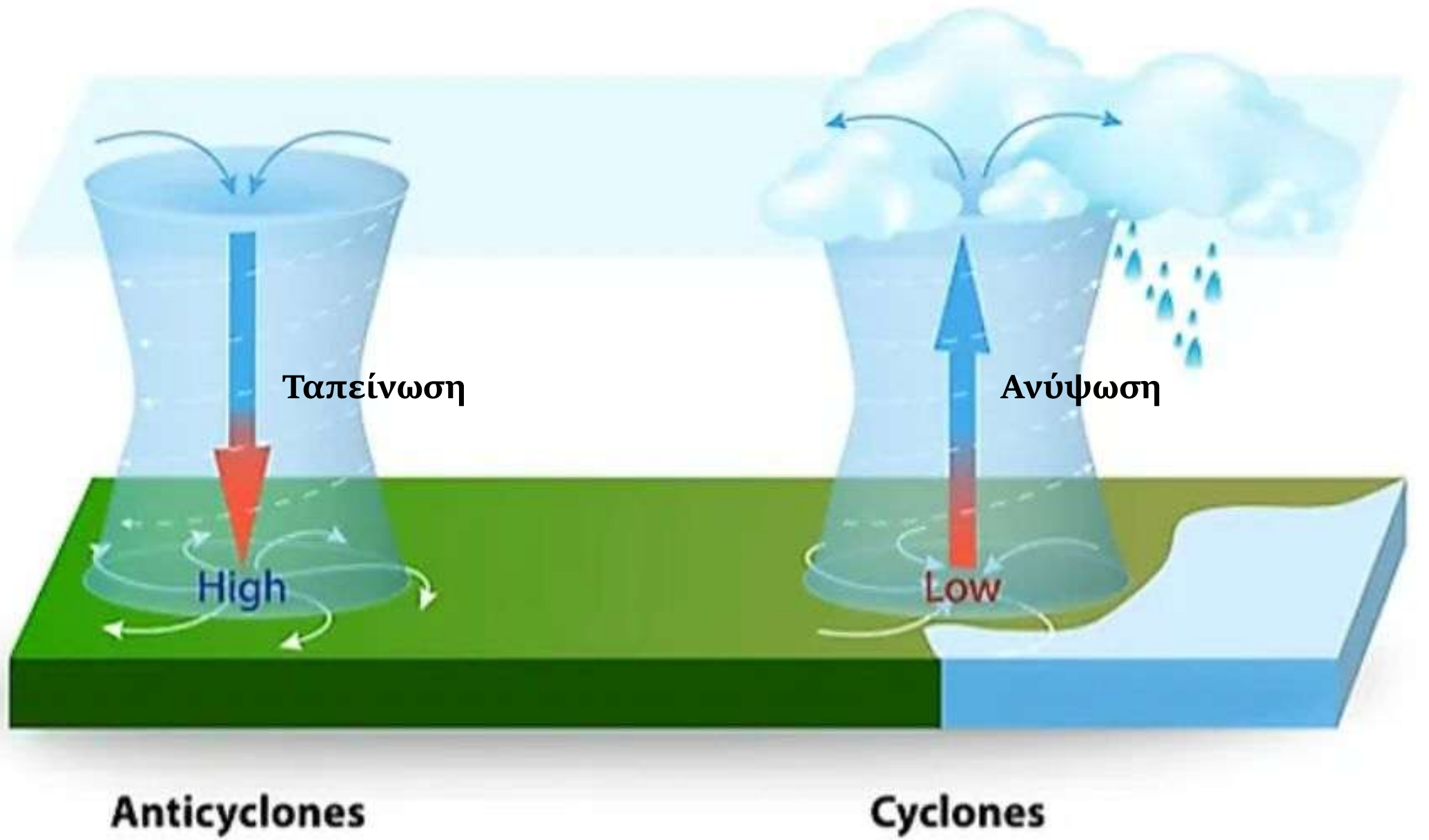
Έτσι η κορυφή του στρώματος θα μετατοπιστεί κατακόρυφα περισσότερο από τη βάση και άρα θα ψυχθεί περισσότερο από τη βάση του στρώματος.

Η τιμή της θερμοβαθμίδας *ELR* στην νέα θέση θα είναι μεγαλύτερη και το στρώμα θα γίνει πλέον **υπό συνθήκη ασταθές**.

Ανύψωση ολόκληρου ακόρεστου στρώματος θα κάνει το στρώμα περισσότερο ασταθές.

Ταπείνωση ολόκληρου ακόρεστου στρώματος θα κάνει το στρώμα περισσότερο ευσταθές.

25. Μηχανισμοί μεταβολής στατικής αστάθειας: ανύψωση/ταπείνωση στρώματος

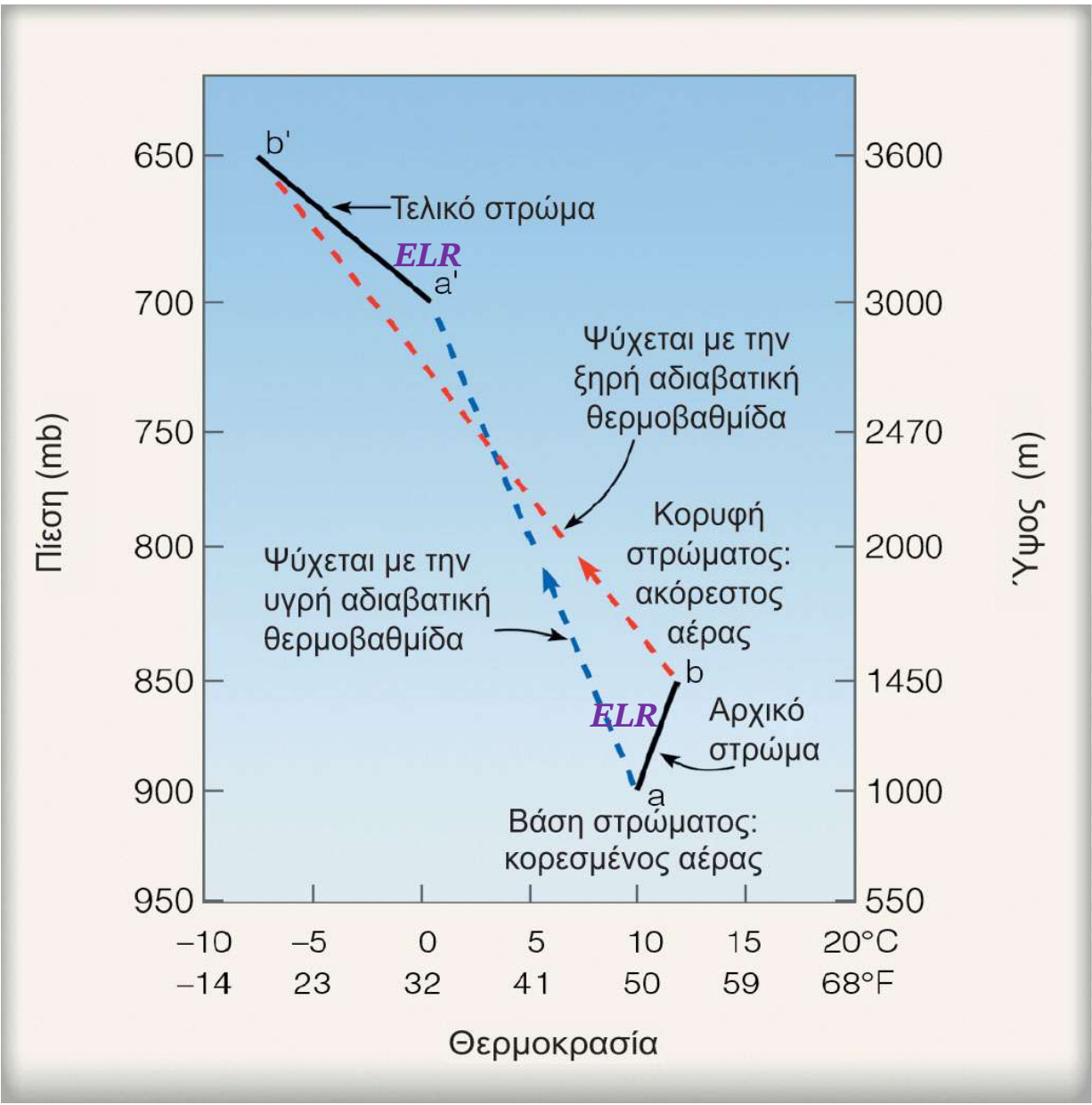


Κυκλώνες: ανύψωση ολόκληρου ακόρεστου στρώματος θα κάνει το στρώμα περισσότερο ασταθές. Σχετίζεται συνήθως με νεφελώδη και άστατο καιρό.

Αντικυκλώνες: ταπείνωση ολόκληρου ακόρεστου στρώματος θα κάνει το στρώμα περισσότερο ευσταθές. Σχετίζεται συνήθως με αίθριο και καλό καιρό.

26. Δυνητική αστάθεια – Αστάθεια λόγω κατακόρυφης μεταφοράς

Ανύψωση ολόκληρου πολύ ευσταθούς στρώματος (900 - 850 hPa), η βάση του οποίου αποτελείται από κορεσμένο αέρα ενώ η κορυφή του από ακόρεστο αέρα.

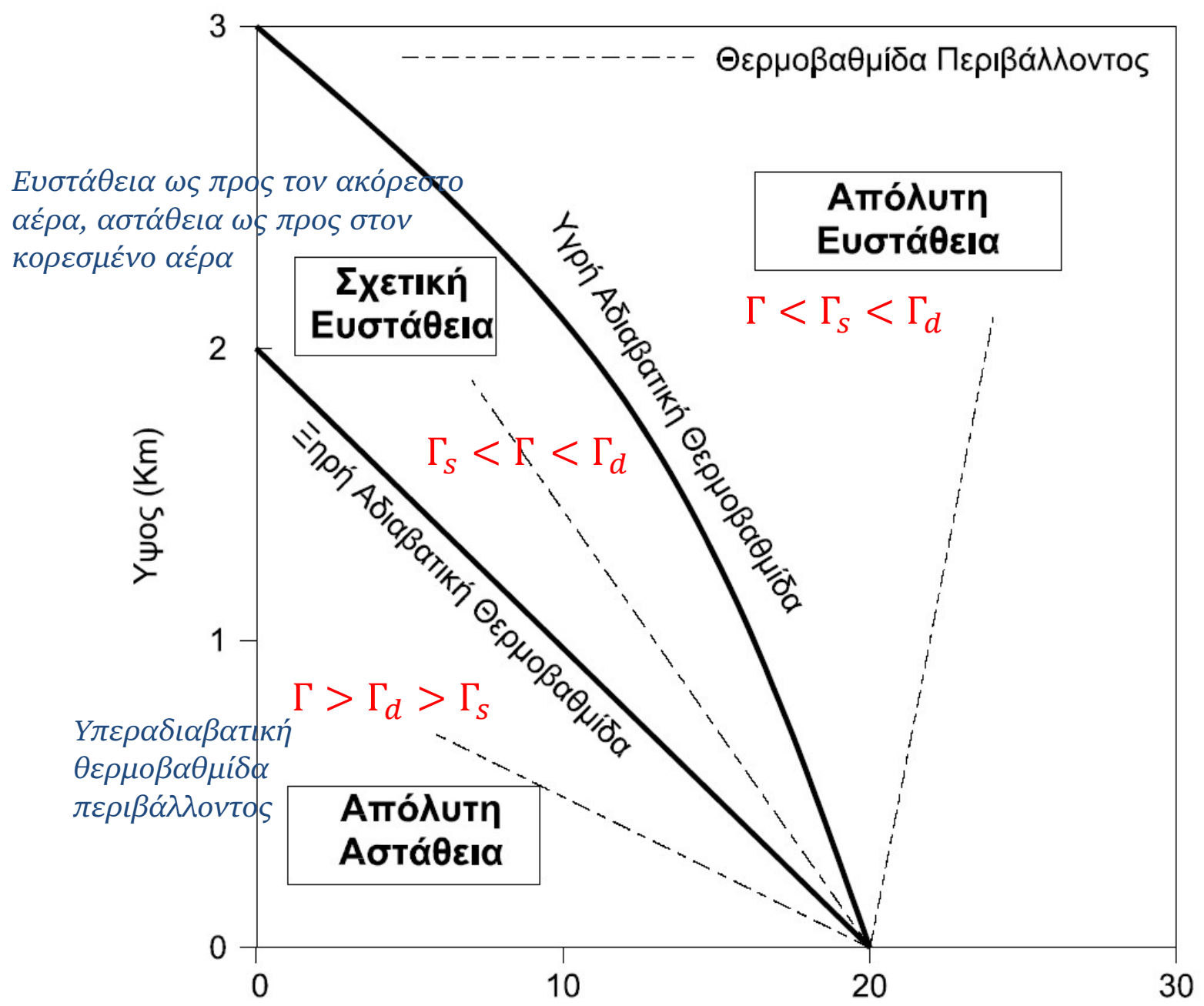


- Απόλυτη ευστάθεια: αρχικά η τιμή του ELR ήταν πολύ μικρότερη από αυτή της WALR.
- Ο αέρας στην κορυφή του στρώματος είναι ακόρεστος και κατά την ανύψωση, η μεταβολή της θερμοκρασίας κάθε πακέτου ακολουθεί την DALR.
- Ο αέρας στην βάση του στρώματος είναι κορεσμένος και κατά την ανύψωση, η μεταβολή της θερμοκρασίας κάθε πακέτου ακολουθεί την WALR.
- Συνολικά η κορυφή του στρώματος θα ψυχθεί περισσότερο από την βάση του στρώματος.
- Η τιμή της θερμοβαθμίδας ELR στην νέα θέση θα είναι πολύ μεγαλύτερη και το στρώμα θα γίνει πλέον **απόλυτα ασταθές**.
- Η εκδήλωση ισχυρών καταιγίδων σχετίζεται με την **δυνητική αστάθεια**.

Δυνητική αστάθεια – αστάθεια λόγω κατακόρυφης μεταφοράς (convective instability): η αστάθεια η οποία οφείλεται στην ανύψωση ευσταθούς στρώματος με “ξηρή κορυφή” και “υγρή βάση”.

27. Σύνοψη

Ο όρος “στατική ευστάθεια” χαρακτηρίζει της συνθήκες ευστάθειας ή αστάθειας της ατμόσφαιρας, η οποία βρίσκεται σε υδροστατική ισορροπία, σε σχέση με τις κατακόρυφες κινήσεις.



Ευστάθεια ως προς τον ακόρεστο αέρα, αστάθεια ως προς στον κορεσμένο αέρα

Υπεραδιαβατική θερμοβαθμίδα περιβάλλοντος

28. Δυναμική ευστάθεια/αστάθεια

Ελέγχουμε την ευστάθεια ως προς μια ή κάποιο υποσύνολο διαδικασιών με αποτέλεσμα να μελετάμε:

Static (gravitational/vertical) Stability

Στατική ευστάθεια

Αγνοούμε όλες τις διαδικασίες πλην της πλευστότητας (άνωση-βαρύτητα). Καθορίζεται από το αποτέλεσμα κατακόρυφης μετακίνησης στοιχείου αέρα, υπό την επίδραση της δύναμης πλευστότητας.

Η Ατμόσφαιρα βρίσκεται σε υδροστατική ισορροπία.

Dynamic Stability

Δυναμική ευστάθεια

Εκτός από την δύναμη πλευστότητας μελετάμε και την επιρροή πχ των μεταβολών της ταχύτητας της ροής σε οριζόντια & κατακόρυφη διεύθυνση:

Κατακόρυφη & οριζόντια διάτμηση της ταχύτητας του ανέμου (horizontal & vertical wind shear).

Δυναμική ευστάθεια/αστάθεια: εξετάζουμε το αποτέλεσμα εισαγωγής μικρής μετατόπισης πακέτου αέρα ή συνηθέστερα μικρής κυματικής διαταραχής σε ροή. Η προκύπτουσα αστάθεια χαρακτηρίζει την προσέγγιση του συστήματος εξισώσεων κίνησης και την επικρατούσα ισορροπία.

Parcel instability: Μετατόπιση πακέτου αέρα & μελέτη της κίνησής του, πχ στη στατική ευστάθεια.

Wave instability: Απαιτεί την εισαγωγή κυματικής διαταραχής (σύνηθες στην Ατμόσφαιρα).

Centrifugal Instability	Symmetric Instability	Inertial Instability
Horizontal Shear Instability	Vertical Shear Instability	Barotropic – Baroclinic Instability