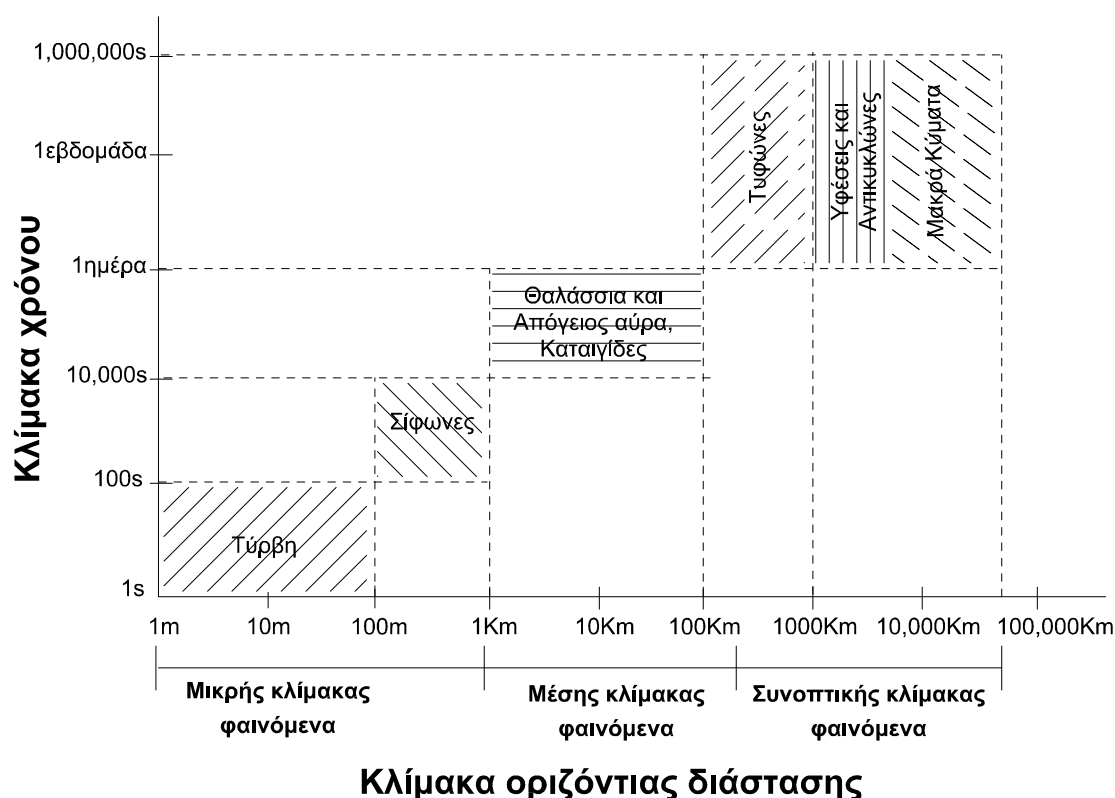


ΑΣΚΗΣΗ 4

1. ΚΑΤΑΚΟΡΥΦΗ ΘΕΡΜΟΪΓΡΟΜΕΤΡΙΚΗ ΔΟΜΗ ΚΑΙ ΣΤΑΤΙΚΗ ΤΗΣ ΤΡΟΠΟΣΦΑΙΡΑΣ - ΘΕΡΜΟΔΥΝΑΜΙΚΑ ΔΙΑΓΡΑΜΜΑΤΑ

1.1. Εισαγωγή - Ραδιοβολίδες

Η γνώση και παρακολούθηση της κατακόρυφης θερμοϋγρομετρικής δομής της τροπόσφαιρας αποτελεί απαραίτητη προϋπόθεση για την ανάλυση και την πρόγνωση του καιρού τόσο σε συνοπτική (μεγάλη) όσο και σε μέση κλίμακα (Σχήμα 1.1)



Σχήμα 1.1 Σχηματική παράσταση των διαφόρων κλιμάκων των ατμοσφαιρικών φαινομένων.

Για το σκοπό αυτό απαιτείται η συγκέντρωση σημαντικού πλήθους συγχρονισμένων πληροφοριών σε διάφορα επίπεδα καθ' ύψος σε αρκετές γεωγραφικές θέσεις, κάτι ανάλογο δηλαδή με αυτό που γίνεται για την συγκέντρωση στοιχείων από τους επίγειους μετεωρολογικούς σταθμούς εδάφους, με τη διαφορά ότι στην περίπτωση της συγκέντρωσης πληροφοριών καθ' ύψος τα πράγματα είναι δυσκολότερα και πολύ πιο δαπανηρά, για τούτο οι σταθμοί που πραγματοποιούν τέτοιες μετρήσεις (Σταθμοί Ανώτερης Ατμόσφαιρας) είναι διεθνώς πολύ λιγότεροι από τους σταθμούς

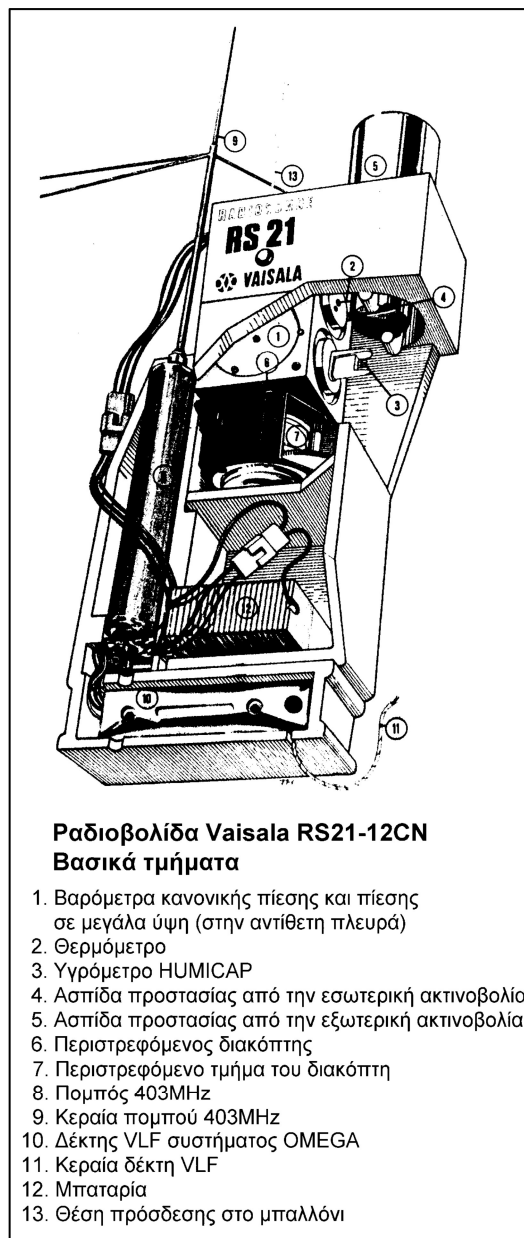
επιφάνειας. Τα βασικά στοιχεία που ενδιαφέρουν καθ' ύψος είναι η πίεση, η θερμοκρασία, η υγρασία και ο άνεμος.

Οι πρώτες μετρήσεις καθ' ύψος πραγματοποιούνταν με τα *δέσμια μετεωρολογικά αερόστατα* και τα *μετεωρολογικά αεροπλάνα*. Τα δέσμια μετεωρολογικά αερόστατα συγκρατούνται με συρματόσχοινο από το έδαφος και έχουν την δυνατότητα να ανέλθουν μέχρι ύψος το πολύ 1Km από την επιφάνεια. Έχουν την δυνατότητα συλλογής στοιχείων σε οποιοδήποτε ενδιαμέσο ύψος από το έδαφος μέχρι το 1Km και μπορούν να είναι άμεσα συνδεδεμένα με το σταθμό συγκέντρωσης των δεδομένων στο έδαφος. Σήμερα χρησιμοποιούνται κυρίως για μετρήσεις του ατμοσφαιρικού οριακού στρώματος. Τα μετεωρολογικά αεροπλάνα συγκεντρώνουν επι τόπου μετρήσεις, είναι όμως δαπανηρά και οι μετρήσεις τους καλύπτουν περιορισμένη χρονική έκταση.

Η εφεύρεση της ασύρματης επικοινωνίας και η ανάγκη διερεύνησης της ατμόσφαιρας σε μεγαλύτερα ύψη, μέχρι το ύψος της τροπόσφαιρας για τη πρόγνωση του καιρού, οδήγησε στην ανάπτυξη της *ραδιοβολίδας*.

Το βασικό μέρος της ραδιοβολίδας αποτελεί μία ηλεκτρονική συσκευή που φέρει αισθητήρες για τη μέτρηση της πίεσης, θερμοκρασίας και υγρασίας. Η συσκευή αυτή περιλαμβάνει ένα πομπό με τον οποίο οι μετρήσεις στέλνονται απ' ευθείας στο σταθμό εδάφους. Το όλο σύστημα συμπληρώνεται από ένα μετεωρολογικό αερόστατο (διαμέτρου 1m περίπου) που γεμίζει με υδρογόνο ή ήλιον. Η ραδιοβολίδα αφήνεται ελεύθερη να ανέβει από το σταθμό εδάφους. Η ταχύτητα ανόδου της μεταβάλλεται, ενώ παράλληλα παρασύρεται και οριζόντια από τον άνεμο.

Κατά την άνοδό της η ραδιοβολίδα μετρά συνεχώς την ατμοσφαιρική πίεση



Σχήμα 1.2 Τομή ραδιοβολίδας και τα βασικότερα τμήματά της

(συνήθως με μεταλλικό βαρόμετρο), τη θερμοκρασία (συνήθως με ηλεκτρικό θερμόμετρο ή θερμίστορ) και την υγρασία (συνήθως σχετική, με υγρόμετρο ηλεκτρολυτικού πυκνωτή). Οι τιμές των μετρούμενων παραμέτρων στέλνονται με τον πομπό στον επίγειο σταθμό παρακολούθησης. Είναι δυνατόν, επιπλέον των προαναφερθέντων παραμέτρων να λαμβάνονται δεδομένα διεύθυνσης και ταχύτητας του ανέμου καθ' ύψος. Για το σκοπό αυτό η ραδιοβολίδα πρέπει να είναι εφοδιασμένη με ένα σύστημα προσδιορισμού στίγματος και αξιοποιεί υπάρχοντα συστήματα ναυσιπλοΐας για τον προσδιορισμό της γεωγραφικής της θέσης, την οποία στη συνέχεια στέλνει στον σταθμό παρακολούθησης εδάφους. Από την τροχιά της ραδιοβολίδας και τις διαφορές φάσης των σημάτων που φθάνουν στο σταθμό εδάφους είναι δυνατό να υπολογισθεί η διεύθυνση και ταχύτητα του ανέμου (κάτι που στο σύστημα CORA γίνεται αυτόματα). Η ραδιοβολίδα ανεβαίνει συνήθως μέχρι του ύψους των 10Km περίπου (Τροπόπαυση), εκτός αν το αερόστατο εκραγεί πιο γρήγορα.

Με μέση ανυψωτική ταχύτητα 5m/sec η άνοδος αυτή διαρκεί 30 λεπτά περίπου. Επειδή ο άνεμος την μεταφέρει μακριά από το σταθμό εκκίνησης, ο πομπός της πρέπει να είναι ισχυρός ώστε να στέλνει σήματα σε απόσταση 150-200Km. Ραδιοβολίσσεις εκτελούνται από τους Μετεωρολογικούς Σταθμούς Ανώτερης Ατμόσφαιρας τουλάχιστον 2 φορές την ημέρα (ταυτόχρονα σε όλους τους σταθμούς) στις 00:00GMT και 12:00GMT (ώρα Greenwich). Στην Ελλάδα τέτοιοι σταθμοί είναι το Ελληνικό στην Αθήνα, η Μίκρα στη Θεσσαλονίκη και το Ηράκλειο στη Κρήτη δίπλα στα ομώνυμα αεροδρόμια.

Σήμερα πλέον με την εξέλιξη των μέσων τηλεπισκόπησης είναι δυνατή η λήψη μετρήσεων από απόσταση ορισμένων ατμοσφαιρικών παραμέτρων από τους *μετεωρολογικούς δορυφόρους*. Για παράδειγμα μπορούμε να έχουμε πληροφορίες για την θερμοκρασία της επιφάνειας του εδάφους (ξηράς και θάλασσας), της θερμοκρασίας κορυφής των νεφών, εικόνες της κατανομής των νεφικών συστημάτων, την κατανομή της υγρασίας καθ' ύψος μέσα στην ατμόσφαιρα κλπ. Οι δυνατότητες των μετεωρολογικών δορυφόρων εξελίσσονται συνεχώς αλλά προς το παρόν δεν είναι σε θέση να καλύψουν όλες τις απαιτούμενες για την πρόγνωση μετρήσεις της κατακόρυφης θερμοϋγρομετρικής δομής της τροπόσφαιρας που παρέχουν οι ραδιοβολίδες

1.2. Θερμοδυναμικά Διαγράμματα - Τεφίγραμμα

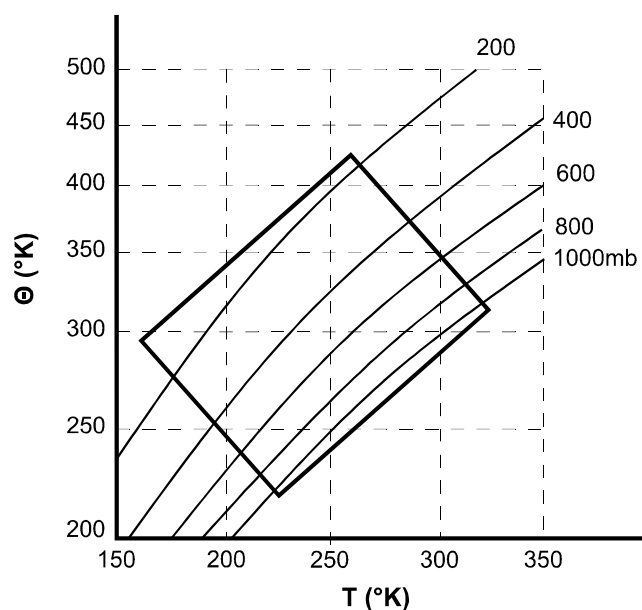
Οι μετρήσεις που παίρνουμε από τις ραδιοβολίσσεις εξυπηρετούν δύο βασικούς σκοπούς:

1. Σε συνδυασμό με τις μετρήσεις και των άλλων Σταθμών Ανώτερης Ατμόσφαιρας, γίνεται η χάραξη των ισοϋψών καμπυλών στα διάφορα ύψη (ισοβαρικά επίπεδα) μέσα στην τροπόσφαιρα, βάσει των οποίων αναγνωρίζονται τα συνοπτικά συστήματα καιρού (βαρομετρικά χαμηλά, βαρομετρικά υψηλά, μέτωπα, κ.λ.π) και γίνεται η πρόγνωση. Με τον όρο συνοπτικά συστήματα εννοούμε τα συστήματα μεγάλης κλίμακας, με οριζόντια διάσταση της τάξης των 10^3Km (Σχήμα 1).
2. Συμβολή στην πρόγνωση μέσης κλίμακας φαινομένων, δηλαδή φαινομένων με οριζόντια διάσταση της τάξης των 10^2Km , όπως πρόγνωση θερμικών καταιγίδων, πρόγνωση έντονης ατμοσφαιρικής ευστάθειας που μπορεί να οδηγήσει σε αυξημένη ατμοσφαιρική ρύπανση στα αστικά και βιομηχανικά κέντρα, κλπ. Επίσης με τις μετρήσεις αυτές γίνεται ανάλυση των αερίων μαζών και παρακολούθηση του μετασχηματισμού που υφίστανται κατά τη κίνησή τους.

Η ανάλυση των μετεωρολογικών μετρήσεων που εξυπηρετούν τον δεύτερο σκοπό πραγματοποιείται καλύτερα με την χρήση των "Θερμοδυναμικών Διαγραμμάτων". Από τα διαγράμματα αυτά μπορούμε να έχουμε ακριβείς και ταχείες γραφικές λύσεις των

θερμοδυναμικών εξισώσεων που διέπουν τις σπουδαιότερες διεργασίες στις οποίες υπόκειται μία αέρια μάζα, όπως: ισοβαρικές, ισόθερμες, αδιαβατικές και ψευδοαδιαβατικές.

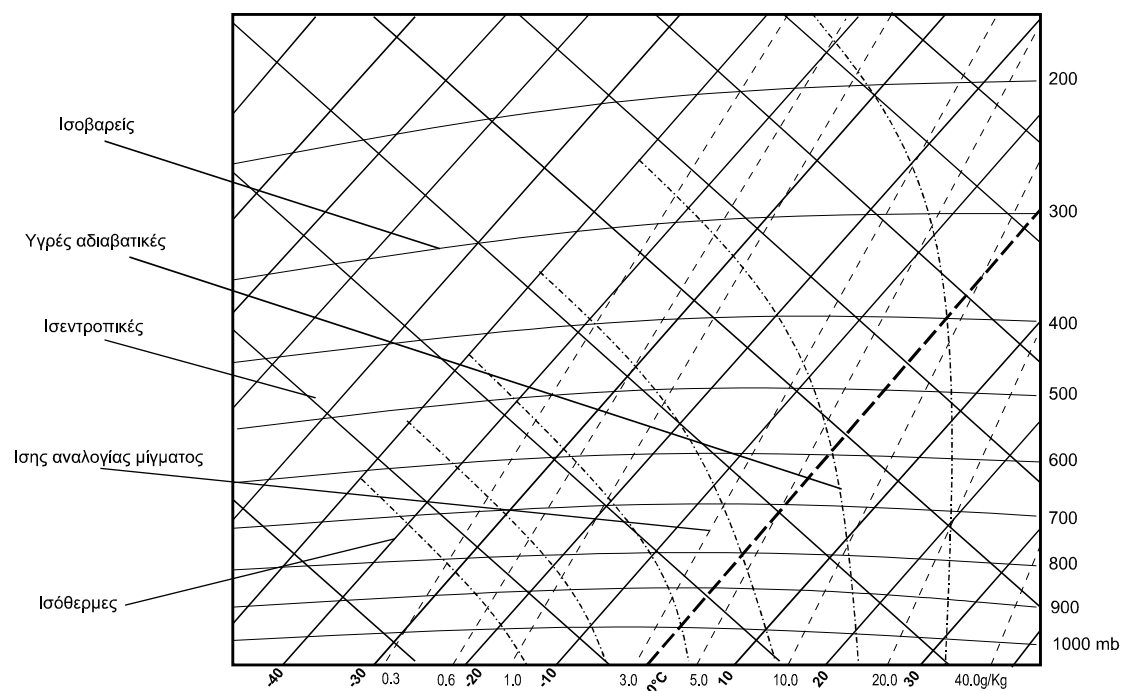
Το πλέον διαδεδομένο θερμοδυναμικό διάγραμμα είναι το *Τεφίγραμμα*, που πρότεινε το 1928 ο N. Shaw, χρησιμοποιείται δε μέχρι σήμερα από όλες τις Μετεωρολογικές Υπηρεσίες. Σαν βασικούς άξονες έχει την θερμοκρασία (T) και την εντροπία (S) (η οποία είναι



Σχήμα 1.3 Θερμοδυναμικό διάγραμμα με βασικούς άξονες την θερμοκρασία T και την εντροπία εκφρασμένη από την ανάλογή της δυνητική θερμοκρασία θ σε λογαριθμική κλίμακα, κατά τον τύπο $dS = c_p d \ln(\theta)$.

ανάλογη της δυνητικής θερμοκρασίας θ). Επειδή παλαιότερα η εντροπία συμβολιζόταν με το γράμμα Φ , το διάγραμμα έλαβε το όνομα Τεφίγραμμα.

Το Τεφίγραμμα παρουσιάζει αρκετά πλεονεκτήματα έναντι των υπολοίπων θερμοδυναμικών διαγραμμάτων που συνετέλεσαν στην καθιέρωσή του. Κατ' αρχήν πληρεί τις προϋποθέσεις που απαιτούνται για να είναι ένα αληθές θερμοδυναμικό



Σχήμα 1.4 Σχηματική παρουσίαση των ισοπληθών του Τεφιγράμματος

διάγραμμα, που σημαίνει ότι τα εμβαδά πάνω στο διάγραμμα αυτό εκφράζουν ενέργεια. Επιπλέον σε ένα διάγραμμα με άξονες την θερμοκρασία και την εντροπία οι ισοβαρείς γραμμές, δηλαδή οι γραμμές που ενώνουν τα σημεία που έχουν την ίδια πίεση, αποτελούν δέσμη καμπυλών όπως φαίνεται στο Σχήμα 1.3. Το τμήμα που περικλείεται στο ορθογώνιο πλαίσιο ορίζει την περιοχή θερμοκρασιών και δυνητικών θερμοκρασιών που απαντώνται στην Τροπόσφαιρα και κατά συνέπεια αυτό το τμήμα του τεφιγράμματος χρησιμοποιείται στην Μετεωρολογία. Στην περιοχή αυτή οι ισοβαρείς είναι σχεδόν παράλληλες και με πολύ μικρή καμπυλότητα. Το Τεφίγραμμα που χρησιμοποιείται στη Μετεωρολογία έχει στραφεί κατά τέτοιο τρόπο ώστε οι ισοβαρείς να λάβουν θέση σχεδόν οριζόντια δίνοντας την αίσθηση παραλλήλων προς το νοητό έδαφος γραμμών και την αντίληψη του ύψους (Σχήμα 1.4).

Για να είναι ευχερής η χρήση του Τεφιγράμματος, με βάση τους άξονές του και τις κατάλληλες θερμοδυναμικές εξισώσεις, έχουν χαραχθεί σε αυτό πέντε είδη ισοπληθών γραμμών και μάλιστα αρκετά πυκνές ώστε να καθίσταται εύκολος ο προσδιορισμός αριθμητικών τιμών. Συγκεκριμένα στο Τεφίγραμμα υπάρχουν (Σχήμα 1.4):

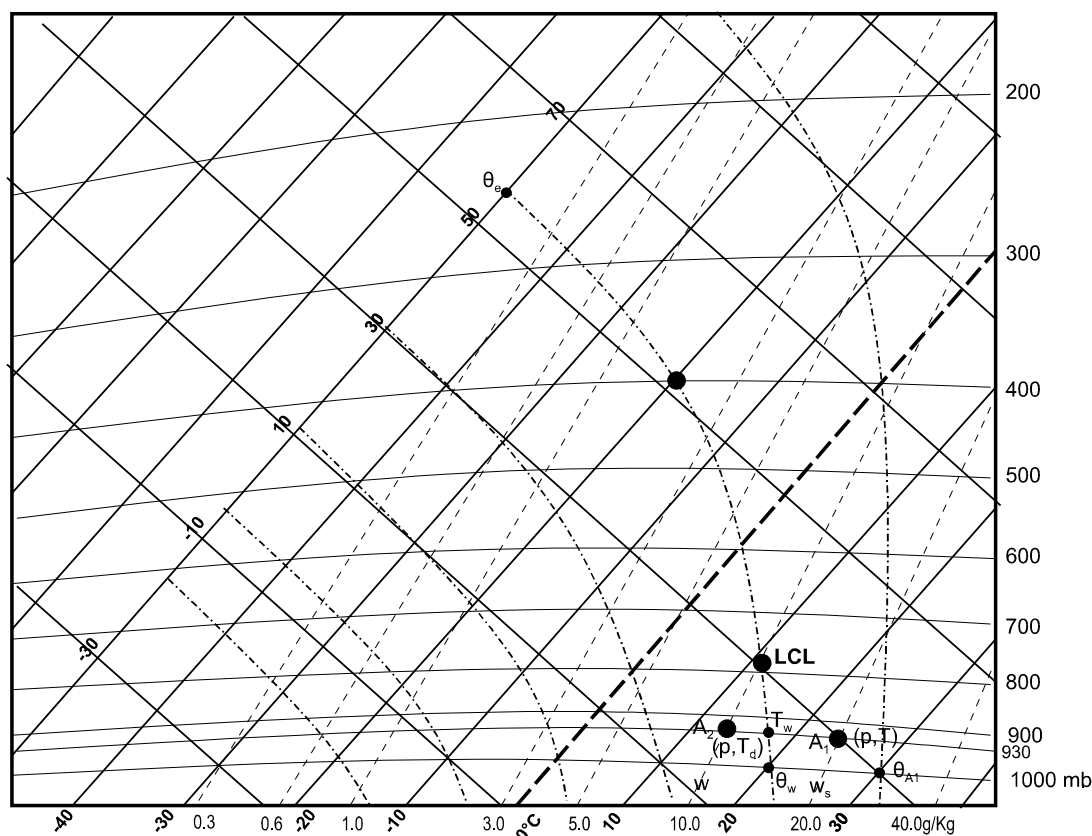
1. *Ισόθερμες*: Είναι γραμμές κάθετες στον άξονα των θερμοκρασιών. Στο πλήρες Τεφίγραμμα είναι χαραγμένες ανά 1°C, οι ισόθερμες των δεκάδων είναι κάπως εντονότερες και αναγράφουν τη τιμή τους στο επίπεδο των 1000mb, ενώ η ισόθερμη των 0°C είναι εντονώτερη (διακεκομμένη) ώστε να διακρίνεται.
2. *Ισεντροπικές ή ξηρές αδιαβατικές*: Είναι κάθετες στις ισόθερμες και δεν φέρουν τιμές δεδομένου ότι δεν υπάρχουν απόλυτες τιμές εντροπίας. Κάθε αδιαβατική μεταβολή είναι και ισεντροπική. Επειδή οι θερμικές μεταβολές τις οποίες υφίσταται αέρια μάζα κατά τη κατακόρυφη κίνησή της, όσο σε αυτή δεν συμβαίνει αλλαγή φάσης του νερού που περιέχει, θεωρούνται αδιαβατικές (δηλαδή θεωρούμε αμελητέα την ανταλλαγή θερμότητας με το περιβάλλον), για τούτο οι γραμμές αυτές ονομάζονται και *ξηρές αδιαβατικές*. Για μια μάζα ακόρεστου αέρα κατά την άνοδο ή την κάθοδο της ο ρυθμός μεταβολής της θερμοκρασίας με το ύψος ονομάζεται *Ξηρή Αδιαβατική Θερμοβαθμίδα* (Γ_d) και ισούται με 1°C/100m ($\Gamma_d - \frac{dT}{dz} = -\frac{g}{C_p}$). Ξηρή ονομάζεται γιατί δεν έχει ληφθεί υπόψη η επίδραση της εξάτμισης ή της υγροποίησης. Η τιμή της ξηρής αδιαβατικής θερμοβαθμίδας είναι σταθερή.
3. *Ισοβαρείς*: Είναι γραμμές με πολύ μικρή καμπυλότητα, σχεδόν παράλληλες μεταξύ τους και με καλή προσέγγιση οριζόντιες γραμμές. Στο πλήρες Τεφίγραμμα χαράσσονται ανά 10hPa (mb), ενώ ανά 50mb αναγράφεται η τιμή τους αμέσως από πάνω τους.
4. *Γραμμές σταθερής αναλογίας μίγματος κορεσμένων υδρατμών*: Είναι σχεδόν ευθείες γραμμές που σχηματίζουν μικρή γωνία με τις ισόθερμες, και παρέχουν την τιμή της αναλογίας μίγματος των κορεσμένων υδρατμών που αντιστοιχεί σε κάθε σημείο πίεσης και θερμοκρασίας. Είναι διακεκομμένες και η τιμή τους σε gr/Kgr αναγράφεται στο κάτω μέρος του Τεφιγράμματος.
5. *Υγρές αδιαβατικές (ψευδοαδιαβατικές)*: Είναι γραμμές καμπύλες που κλίνουν προς τα αριστερά καθ' ύψος. Περιγράφουν την θερμοδυναμική μεταβολή μιας κορεσμένης αέριας μάζας κατά τη κατακόρυφη κίνησή της όπου η συμπύκνωση των υδρατμών που περιέχονται σε αυτή εκλύει ένα ποσό θερμότητας (ή αντίστοιχα η εξάτμιση των υδροσταγόνων απορροφά ένα ποσό θερμότητας). Για το λόγο αυτό οι μεταβολές αυτές λέγονται και *ψευδοαδιαβατικές*. Ο ρυθμός με τον οποίο μεταβάλλεται η θερμοκρασία του κεκορεσμένου αέρα λέγεται *Υγρή Αδιαβατική Θερμοβαθμίδα ή ψευδοαδιαβατική*. Η τιμή της δεν είναι σταθερή όπως της ξηρής αδιαβατικής αλλά μεταβάλλεται με τη θερμοκρασία. Συγκεκριμένα εξαρτάται από την ποσότητα των υδρατμών που υγροποιούνται. Όσο

περισσότεροι υδρατμοί υγροποιούνται, τόσο περισσότερη θερμότητα αποδίδεται στην αέρια μάζα, άρα τόσο πιο μικρός είναι ο ρυθμός ψύξης της. Στην κατώτερη τροπόσφαιρα η υγρή αδιαβατική θερμοβαθμίδα είναι περίπου 1.5°C ανά 300m (1000ft). Σε κάποιο ύψος οι υγρές αδιαβατικές γίνονται παράλληλες προς τις ξηρές αδιαβατικές. Αυτό συμβαίνει γιατί στο ύψος αυτό μία αέρια μάζα που τις ακολουθεί όπως θα εξηγήσουμε παρακάτω έχει χάσει πλέον όλους πρακτικά τους υδρατμούς της και θεωρείται ξηρή.

Στη συνέχεια εξηγείται αναλυτικά ο τρόπος χρήσης του Τεφίγραμματος.

1.3.Υπολογισμός θερμοδυναμικών παραμέτρων με το Τεφίγραμμα

Ενα δείγμα ακόρεστου αέρα με συγκεκριμένη θερμοκρασία T , πίεση p και θερμοκρασία δρόσου T_d περιγράφεται πλήρως στο Τεφίγραμμα από δύο σημεία.



Σχήμα 1.5 Υπολογισμός θερμοϋγρομετρικών παραμέτρων δείγματος αέρα με το Τεφίγραμμα

Ενα σημείο με συντεταγμένες (p, T) , τομή της ισοβαρούς και της ισοθέρμου που αντιστοιχούν στην πίεση και τη θερμοκρασία του δείγματος και ένα σημείο (p, T_d) το οποίο προσδιορίζεται από την τομή της ισοβαρούς p και της ισοθέρμου T_d . Για παράδειγμα ας θεωρήσουμε δείγμα αέρα σε πίεση 930mb και θερμοκρασία 24°C .

Έστω ότι η θερμοκρασία δρόσου του δείγματος είναι 13°C . Η θερμοϋγρομετρική κατάσταση του δείγματος πάνω στο Τεφίγραμμα ορίζεται από τα σημεία $A_1(p, T)$ και $A_2(p, T_d)$

Αφού προσδιορισθεί η θερμοϋγρομετρική κατάσταση του δείγματος αέρα πάνω στο Τεφίγραμμα, είναι δυνατόν στη συνέχεια να υπολογισθούν χρήσιμες θερμοϋγρομετρικές παράμετροι τόσο στη θέση που βρίσκεται όσο και κατά τη κατακόρυφη μετακίνησή του. Στη συνέχεια εξηγείται ο τρόπος υπολογισμού αυτών των παραμέτρων.

Η πραγματική αναλογία μίγματος του δείγματος w προσδιορίζεται από την γραμμή σταθερής αναλογίας μίγματος κορεσμένων υδρατμών που αντιστοιχεί στο σημείο A_2 (όπως είναι προφανές από τον ορισμό της θερμοκρασίας δρόσου) και είναι 10gr/Kgr . Προσοχή, η τιμή της αναλογίας μίγματος κορεσμένων υδρατμών που αντιστοιχεί στο σημείο A_1 αντιπροσωπεύει την μέγιστη ποσότητα υδρατμών που μπορεί να συγκρατήσει το δείγμα κάτω από τις συγκεκριμένες συνθήκες πίεσης και θερμοκρασίας στις οποίες βρίσκεται, είναι δηλαδή η αναλογία μίγματος κόρου του δείγματος w_s και είναι 20gr/Kgr .

Η σχετική υγρασία του δείγματος υπολογίζεται εύκολα σύμφωνα με τον γνωστό τύπο:

$$1.1 \quad h = \frac{w}{w_s} = \frac{10 \text{ gr/Kgr}}{20 \text{ gr/Kgr}} = 0.5 = 50\%$$

Ανάλογη αντίστροφη διαδικασία ακολουθείται αν ως έκφραση της υγρασίας δίνεται η σχετική υγρασία και ζητείται η θερμοκρασία δρόσου. Γνωρίζοντας το h και w_s από τον τύπο (1.1) προσδιορίζουμε το w . Τότε το σημείο A_2 προσδιορίζεται σαν τομή της γραμμής σταθερής αναλογίας μίγματος κορεσμένων υδρατμών που αντιστοιχεί στην τιμή w με την ισοβαρή p .

Ας υποθέσουμε τώρα ότι το δείγμα μετατοπίζεται κατακόρυφα προς τα πάνω.

Κατά την άνοδο του δείγματος η θερμοκρασία του θα μειώνεται λόγω αδιαβατικής εκτόνωσης. Όσο το δείγμα παραμένει ακόρεστο η γραμμή που απεικονίζει στο Τεφίγραμμα τον ρυθμό ψύξης κατά την άνοδό του θα είναι η ξηρή αδιαβατική (ισεντροπική) που διέρχεται από το αρχικό σημείο (p, T) .

Με την πτώση της θερμοκρασίας ελαττώνεται η ικανότητα του δείγματος να συγκρατεί υδρατμούς, άρα η αντίστοιχη αναλογία μίγματος κόρου w_s , ενώ η πραγματική αναλογία μίγματός του δείγματος w παραμένει σταθερή. Σε κάποιο ύψος θα συμβεί να ισχύει η σχέση: $w=w_s$. Εκεί ακριβώς η σχετική υγρασία του δείγματος

θα γίνει $h=100\%$, και το δείγμα θα γίνει κορεσμένο. Το ύψος στο οποίο συμβαίνει αυτό καλείται *Στάθμη Συμπύκνωσης (LCL, Lifting Condensation Level)* και σε αυτό σχεδόν το ύψος βρίσκεται η βάση των νεφών.

Αν το δείγμα συνεχίσει να ανεβαίνει τότε θα συμπυκνώνονται υδρατμοί με αποτέλεσμα να εκλύεται ένα ποσό θερμότητας (η λανθάνουσα θερμότητα συμπύκνωσης). Στην περίπτωση αυτή ο ρυθμός ψύξης του δείγματος θα είναι μικρότερος από την ξηρή αδιαβατική θερμοβαθμίδα, θα μεταβάλλεται με το ύψος και θα εξαρτάται από την ποσότητα του νερού που αλλάζει φάση, ονομάζεται δε *υγρή αδιαβατική θερμοβαθμίδα (Γ_s)* και μεταβάλλεται από $0.4^\circ\text{C}/100\text{m}$ περίπου κοντά στο έδαφος ως την τιμή της ξηρής αδιαβατικής θερμοβαθμίδας στο ύψος όπου η ποσότητα του περιεχόμενου νερού έχει πλέον εξαντληθεί σχεδόν και οι υγρές αδιαβατικές γίνονται παράλληλες προς τις ξηρές.

Κατά την άνοδό του μέχρι τη στάθμη συμπύκνωσης (σημείο LCL στο Σχήμα 1.5) η περιεκτικότητα του δείγματος σε υδρατμούς παραμένει σταθερή, ίση στο παράδειγμά μας με 10gr/Kgr . Όταν όμως το δείγμα περάσει πάνω από τη στάθμη συμπύκνωσης τότε πλέον η περιεκτικότητά του σε υδρατμούς ελαττώνεται όσο ανεβαίνει. Αν το δείγμα ανέβει μέχρι το σημείο B στην ισοβαρή των 400mb , τότε η αναλογία μίγματος του δείγματος στη νέα θέση του είναι $w_B=1.5\text{gr/Kgr}$ (περίπου). Η διαφορά των τιμών $(w-w_B)$ δίνει τη ποσότητα των υδρατμών που μετατρέπονται σε υδροσταγονίδια, σε gr νερού ανά Kgr ξηρής αέριας μάζας του δείγματος. Το ποσό αυτό αποτελεί τη μέγιστη ποσότητα υετού (βροχή, χιόνι κλπ) που μπορεί να προκύψει από την άνοδο της θεωρούμενης μάζας αέρα και που στο παράδειγμά μας είναι:

$$\text{Μέγιστη Δυνατή Ποσότητα Υετού} = (10-1.5)\text{gr/Kgr} = 8.5\text{gr/Kgr}.$$

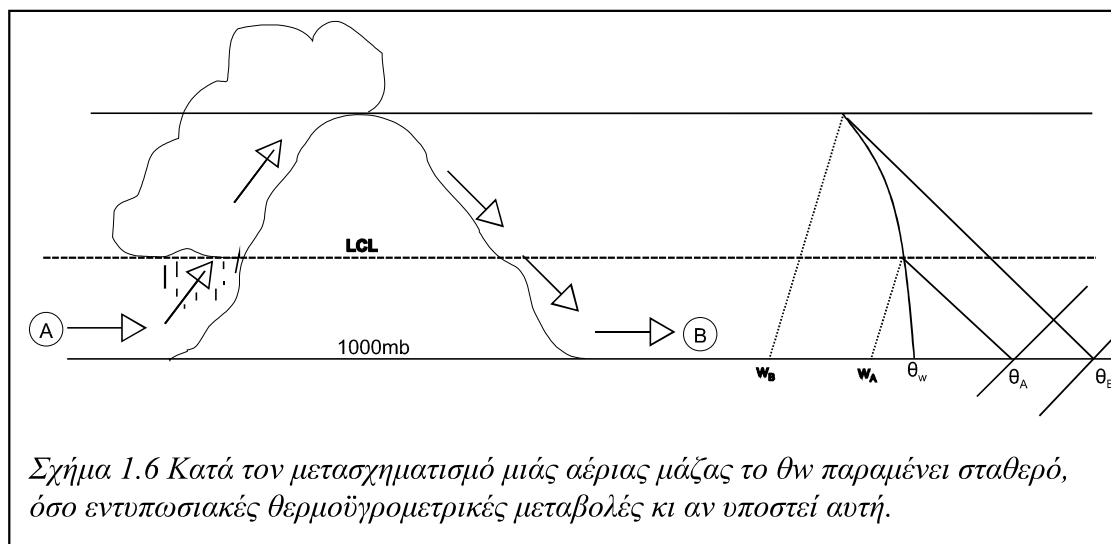
Εάν μετά το μέγιστο ύψος που έφθασε (Σημείο B) η μάζα του αέρα που αποτελεί το δείγμα μας κινηθεί καθοδικά, τότε η πορεία που θα ακολουθήσει εξαρτάται από την ποσότητα του νερού που έχει αποβάλλει σαν υετό. Τρεις είναι οι δυνατές εκδοχές. Σαν πρώτη ας θεωρήσουμε την εκδοχή ότι όλα τα υδροσταγονίδια που δημιουργήθηκαν κατά την άνοδο να έχουν εγκαταλείψει την αέρια μάζα. Τότε μη έχοντας διαθέσιμο νερό προς εξάτμιση η μάζα ως ακόρεστη θα ακολουθήσει κατά τη κάθοδό της την ξηρή αδιαβατική (Σχήμα 1.5), δηλαδή θα θερμαίνεται κατεβαίνοντας με το ρυθμό της ξηρής αδιαβατικής θερμοβαθμίδας.

Αν ένα μέρος των υδροσταγονιδίων εγκατέλειψε την αέρια μάζα τότε η μάζα θα ακολουθήσει αντίστροφη πορεία (υγρή αδιαβατική) μέχρις ότου εξατμισθεί όλη η ποσότητα νερού που συμπαρασύρεται μαζί της. Από το σημείο αυτό και κάτω η μάζα θα ακολουθήσει τη ξηρή αδιαβατική.

Ας δούμε μερικές ακόμη χρήσιμες θερμοδυναμικές παραμέτρους.

Αν η μάζα συμπιεσθεί αδιαβατικά από το σημείο (p, T) μέχρι τη στάθμη των 1000mb τότε η θερμοκρασία που θα αποκτήσει ορίζεται σαν *Δυνητική θερμοκρασία* και συμβολίζεται με θ . Στο παράδειγμά μας $\theta_{A1} = \theta_{LCL} = 30^\circ\text{C}$. Η παράμετρος αυτή παραμένει αμετάβλητη εφόσον στην αέρια μάζα δεν συμβαίνει αλλαγή φάσης ακόρεστη και επιτρέπει τη σύγκριση θερμοκρασιών αερίων μαζών που βρίσκονται σε διαφορετικά ύψη (διαφορετική πίεση).

Αν η μάζα συμπιεσθεί κατά την υγρή αδιαβατική από τη στάθμη συμπύκνωσης μέχρι την στάθμη των 1000mb τότε η θερμοκρασία που αντιστοιχεί εκεί ορίζεται σαν *Δυνητική Θερμοκρασία Υγρού Θερμομέτρου* και συμβολίζεται με θ_w . Στο παράδειγμά μας $\theta_w = 20^\circ\text{C}$. Η παράμετρος αυτή παραμένει αμετάβλητη κατά τον μετασχηματισμό της αέριας μάζας από άποψης θερμοκρασίας και υγρασίας (**Error! Reference source not found.**) και επομένως χρησιμεύει για την εξακρίβωση της προέλευσης της μάζας και την παρακολούθησή της. Δηλαδή παρ' όλων που τα σημεία A και B στο **Error! Reference source not found.** έχουν διαφορετικές θερμοκρασίες και υγρασίες, εντούτοις χαρακτηρίζονται από την ίδια τιμή του θ_w . Αποτελεί δηλαδή κατά κάποιο τρόπο τη ταυτότητα της αέριας μάζας. Η θερμοκρασία που αντιστοιχεί σε οποιαδήποτε άλλη στάθμη είναι η θερμοκρασία υγρού θερμομέτρου T_w της αέριας μάζας στη στάθμη αυτή.



Τέλος αν ακολουθήσουμε την υγρή αδιαβατική που περνά από το σημείο συμπύκνωσης μέχρις εκεί όπου γίνεται παράλληλη με τις ισεντροπικές και στη συνέχεια κατέβουμε κατά την αντίστοιχη ξηρή αδιαβατική μέχρι τα 1000mb, τότε η θερμοκρασία που αντιστοιχεί εκεί ορίζεται σαν *Ισοδύναμη Δυνητική Θερμοκρασία* και συμβολίζεται σαν θ_e . Εφόσον η τιμή οδηγεί εκτός τεφιγράμματος τότε διαβάζεται επί της ισοθέρμου των -40°C .

1.4. Στατική της ατμόσφαιρας

Ενώ η ατμόσφαιρα βρίσκεται σε υδροστατική ισορροπία η εκδήλωση κατακόρυφων κινήσεων αερίων μαζών μέσα σ' αυτήν είναι ένα πολύ σύνηθες φαινόμενο, εξ αιτίας μηχανικών, θερμικών ή δυναμικών αιτίων. Συχνά μάζες εκτοπίζονται κατακόρυφα από τη θέση ισορροπίας των και το ερώτημα που προκύπτει είναι αν και κάτω από ποιές συνθήκες οι μετατοπίσεις αυτές θα επιταθούν ή θα καταπνιγούν. Στην

πρώτη περίπτωση πολύ πιθανόν να προκύψουν διάφορα φαινόμενα, σύννεφα, βροχές, καταιγίδες κλπ.

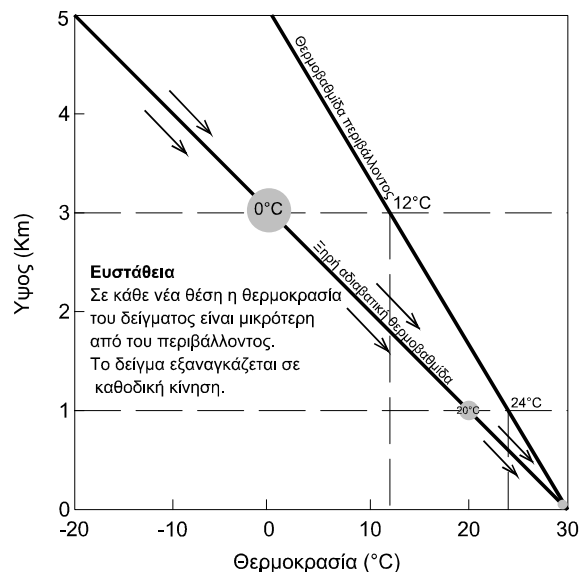
Έστω ένα δείγμα ατμοσφαιρικού αέρα θερμοκρασίας T_P και πυκνότητας ρ_P , το οποίο εξαναγκάζεται σε ανοδική κίνηση μέσα σε ένα περιβάλλον με θερμοκρασία T_E και πυκνότητας ρ_E . Θεωρούμε ότι σε κάθε επίπεδο η πίεση του ανερχόμενου δείγματος ισούται με την πίεση του περιβάλλοντος αυτήν αέρα και ότι το περιβάλλον βρίσκεται σε υδροστατική ισορροπία. Αν V ο όγκος του δείγματος, τότε απλή εφαρμογή του νόμου του Νεύτωνα στην κατακόρυφο δίνει:

$$1.2 \quad \rho_P V \frac{d^2 z}{dt^2} = \rho_E V g - \rho_P V g \Leftrightarrow \frac{d^2 z}{dt^2} = g \frac{\rho_E - \rho_P}{\rho_P}$$

Με την βοήθεια της καταστατικής εξίσωσης $p = \rho R T$, προκύπτει η εξίσωση της κατακόρυφης κίνησης του δείγματος:

$$1.3 \quad \frac{d^2 z}{dt^2} = g \left(\frac{T_P - T_E}{T_E} \right)$$

Από την τελευταία εξίσωση φαίνεται ότι η κατακόρυφη επιτάχυνση του δείγματος σε κάθε επίπεδο πίεσης εξαρτάται από τη διαφορά θερμοκρασίας (που οφείλεται στη διαφορά πυκνότητας) του δείγματος και του περιβάλλοντος.



Σχήμα 1.7 Ευστάθεια. Δεν ευνοούνται οι ανοδικές κινήσεις

Με τον όρο *στατική ευστάθεια της ατμόσφαιρας* αναφερόμαστε στις συνθήκες ευστάθειας, ή αστάθειας της ατμόσφαιρας, που βρίσκεται σε υδροστατική ισορροπία, σε σχέση με τις κατακόρυφες κινήσεις.

Όπως επίσης είπαμε στα προηγούμενα, μια στοιχειώδης μάζα υγρού ακόρεστου αέρα που εξαναγκάζεται σε ανοδική κίνηση έχει σταθερό ρυθμό ψύξης ίσο προς την ξηρή αδιαβατική θερμοβαθμίδα Γ_d , ενώ αν η μάζα είναι κορεσμένη τότε ο ρυθμός ψύξης της ταυτίζεται με την υγρή αδιαβατική θερμοβαθμίδα Γ_s .

Αν λοιπόν μία στοιχειώδης μάζα αέρα εξαναγκασθεί σε κατακόρυφη μετατόπιση, θα επιταχύνεται (*αστάθεια*), αν η θερμοκρασία της (T_P) είναι μεγαλύτερη από την θερμοκρασία του

περιβάλλοντος (T_E), ή θα επιβραδύνεται (*ευστάθεια*), αν η θερμοκρασία της είναι μικρότερη από την θερμοκρασία του περιβάλλοντος (Σχήμα 1.7 και Σχήμα 1.8). Το επίπεδο πάνω από το οποίο ένα δείγμα αέρα ανεβαίνει πλέον ελεύθερα (μεταπίπτει σε συνθήκες αστάθειας) ονομάζεται (αν υπάρχει) *Επίπεδο Ελεύθερης Κατακόρυφης Μεταφοράς* (*LFC, Level of Free Convection*)

Έτσι τα κριτήρια ευστάθειας ή αστάθειας ενός δείγματος αέρα που κινείται μέσα σε ένα ατμοσφαιρικό στρώμα σε σχέση με την θερμοβαθμίδα του περιβάλλοντος είναι (Σχήμα 1.9):

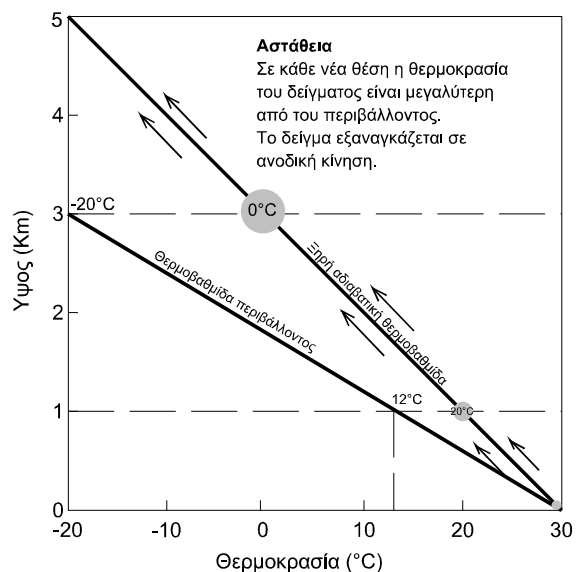
$\Gamma < \Gamma_s < \Gamma_d$ Απόλυτη Ευστάθεια

$\Gamma_s < \Gamma < \Gamma_d$ Σχετική Ευστάθεια (Ευστάθεια ως προς τον ακόρεστο αέρα, αστάθεια ως προς τον κορεσμένο)

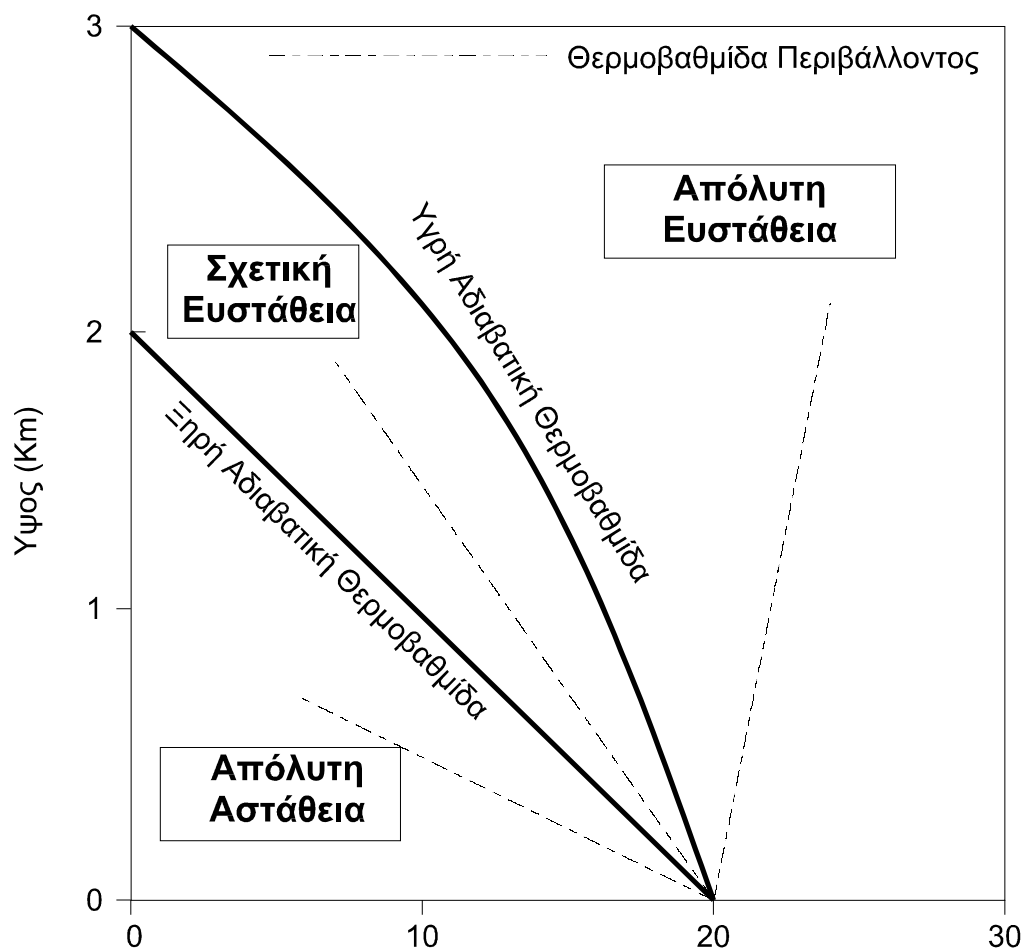
$\Gamma > \Gamma_d > \Gamma_s$ Απόλυτη Αστάθεια. Στην περίπτωση αυτή η θερμοβαθμίδα του περιβάλλοντος καλείται υπεραδιαβατική.

$\Gamma = \Gamma_d$ ή $\Gamma = \Gamma_s$ Αδιάφορη ισορροπία ως προς τον ακόρεστο ή κορεσμένο αέρα αντίστοιχα

Είναι λοιπόν φανερό ότι η κατανομή της θερμοκρασίας με το ύψος σε ένα ατμοσφαιρικό στρώμα αποτελεί τη βάση για την διατύπωση των κριτηρίων Ευστάθειας ή Αστάθειας του στρώματος αυτού.



Σχήμα 1.8 Αστάθεια. Οι ανοδικές κινήσεις εννοούνται



Σχήμα 1.9 Συνθήκες ισορροπίας στην ατμόσφαιρα

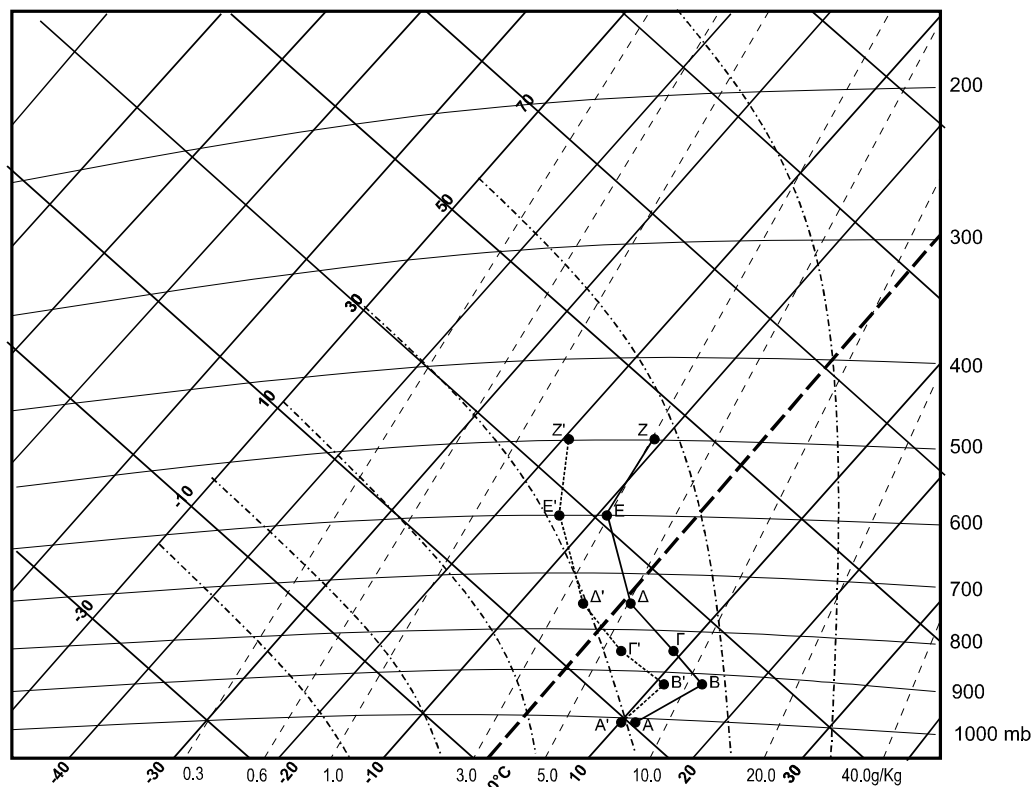
Αφού συγκεντρωθούν στο σταθμό εδάφους τα στοιχεία της ραδιοβόλισης, χαράζεται στο Τεφίγραμμα η κατακόρυφη θερμοϋγρομετρική δομή της ατμόσφαιρας. Η χάραξη της κατακόρυφης δομής γίνεται ενώνοντας τα προσδιοριζόμενα σημεία (p, T) στις διάφορες στάθμες πίεσης μεταξύ τους με ευθύγραμμα τμήματα. Η τεθλασμένη γραμμή που προκύπτει έτσι περιέχει τη μεταβολή της θερμοκρασίας με το ύψος για τον χρόνο της ραδιοβόλισης στον θεωρούμενο σταθμό. Η τεθλασμένη που ενώνει τα αντίστοιχα σημεία (p, T_d) στα αντίστοιχα επίπεδα πίεσης, απεικονίζει την κατανομή της περιεκτικότητας της ατμόσφαιρας σε υδρατμούς. Έτσι οι δύο τεθλασμένες γραμμές μαζί απεικονίζουν την θερμοϋγρομετρική δομή της ατμόσφαιρας στην περιοχή του σταθμού για την δεδομένη ώρα. Η δομή αυτή μεταβάλλεται τόσο από τόπο σε τόπο όσο και κατά τη διάρκεια της ημέρας σε ένα τόπο. Η θερμοκρασία γενικά ελαττώνεται με το ύψος μέσα στην Τροπόσφαιρα. Ο ρυθμός ελάττωσης της θερμοκρασίας με το ύψος καλείται, όπως ήδη αναφέρθηκε, κατακόρυφη θερμοβαθμίδα $\Gamma = -(dT/dz)$ και προσδιορίζεται από μετρήσεις. Η θερμοβαθμίδα αυτή

του περιβάλλοντος, μεταβάλλεται από τόπο σε τόπο αλλά και για τον ίδιο τόπο τροποποιείται ακόμα και κατά την διάρκεια της ημέρας.

Στα Σχήμα 1.10 και Σχήμα 1.11 δίνονται παραδειγματικά η απεικόνιση στο Τεφίγραμμα της κατακόρυφης μεταβολής της θερμοκρασίας και της υγρασίας. για δύο διαφορετικές ραδιοβολίσσεις των οποίων τα δεδομένα περιέχονται στους αντίστοιχους πίνακες

Πίνακας 1.1 Μετρήσεις ραδιοβόλισης των 00:00UTC (Σχήμα 1.10)

p (mb)	T (°C)	T _d (°C)
1010	11	10
930	14	11
850	9	4
750	1	-4
600	-9	-13
500	-11	-19

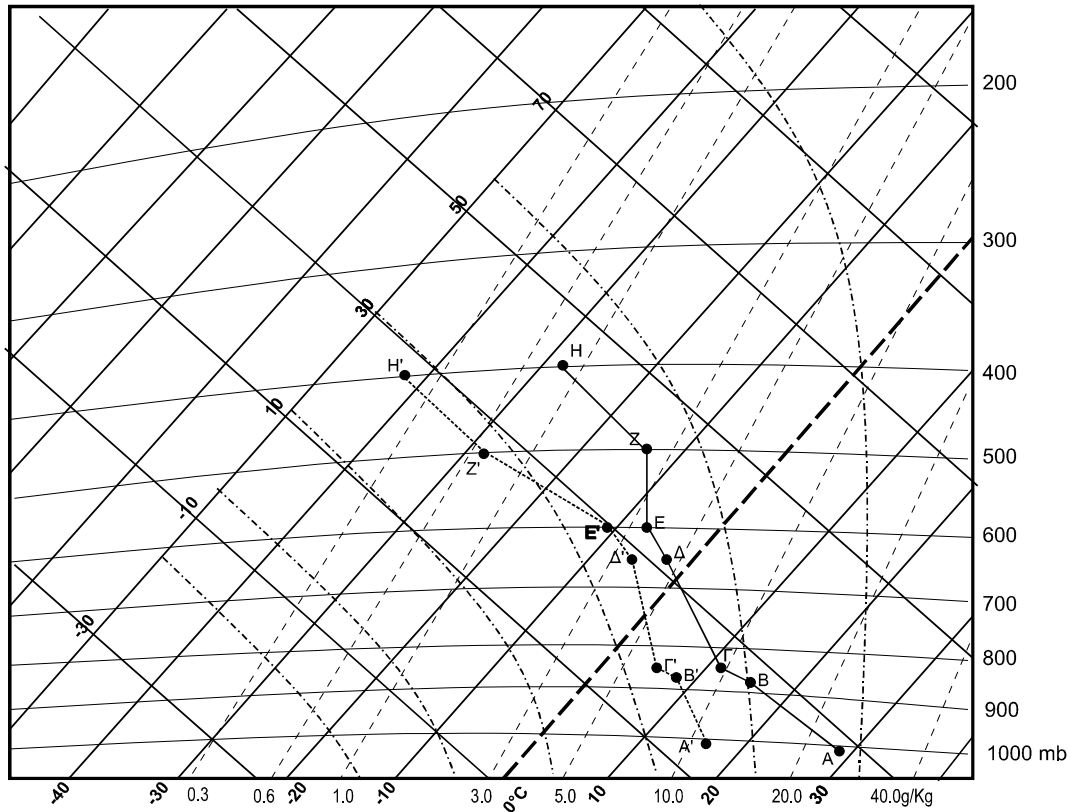


Σχήμα 1.10 Ραδιοβόλιση της 00:00UTC με συνθήκες νηνεμίας. Παρατηρείστε την αναστροφή επιφάνειας

Πίνακας 1.2 Μετρήσεις ραδιοβόλισης των 12:00UTC (Σχήμα 1.11)

p (mb)	T (°C)	T _d (°C)
1010	28	16
850	12	6
780	6	2

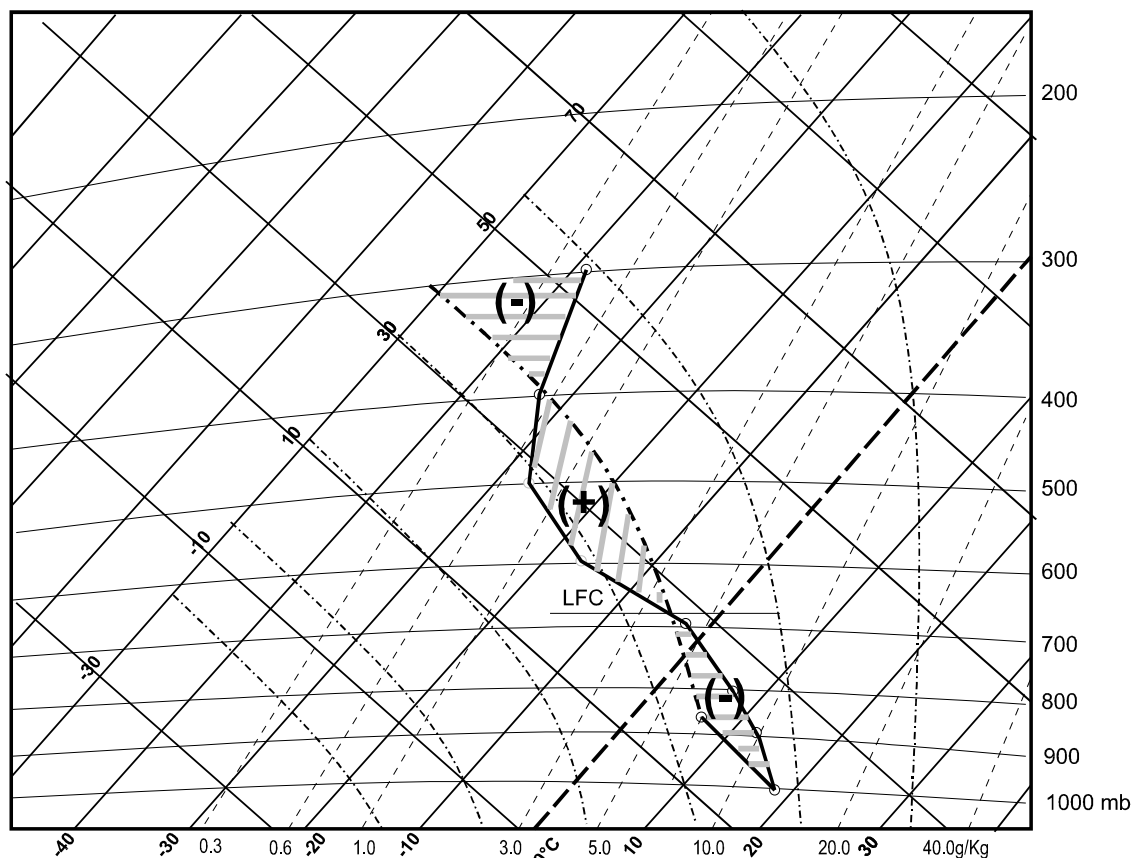
650	-3	-6.5
600	-7	-11
500	-14	-28
400	-28	-43



Σχήμα 1.11 Ραδιοβόλιση της 12:00UTC. Επικρατούν συνθήκες έντονης αστάθειας, κατάλληλες για τη δημιουργία καταιγίδας

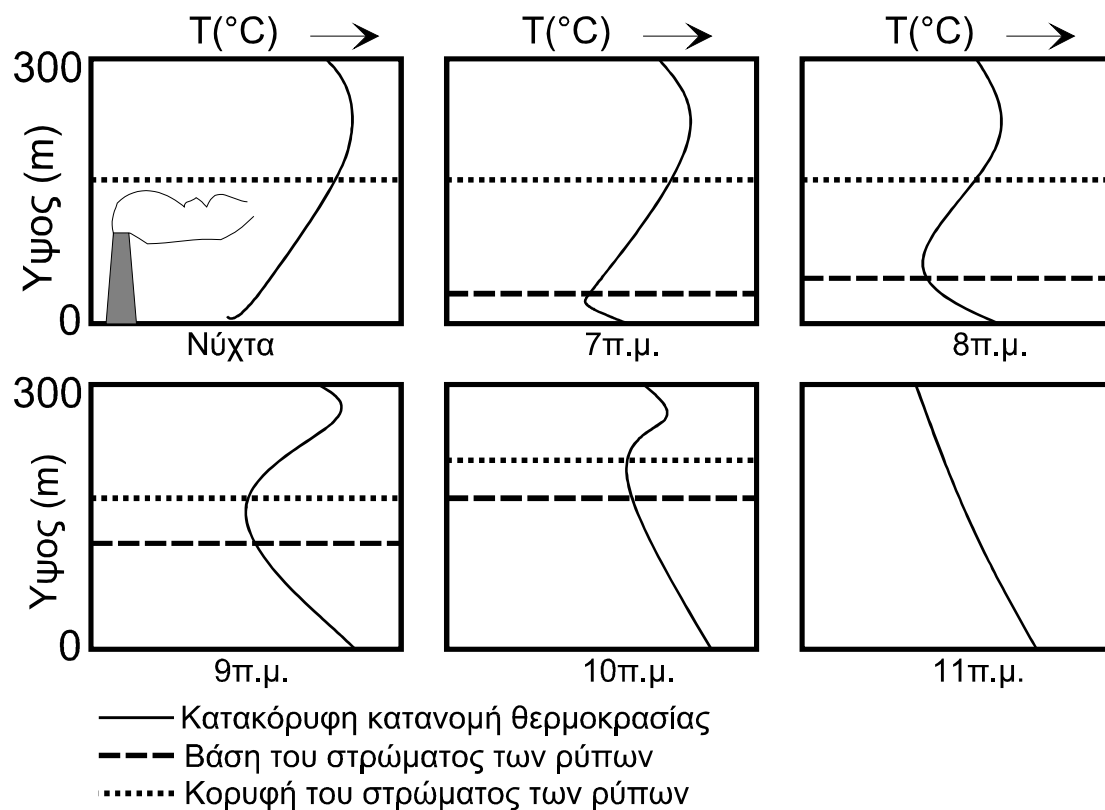
Τέλος επειδή, όπως είπαμε στην αρχή, το Τεφίγραμμα είναι αληθές θερμοδυναμικό διάγραμμα τα γραμμοσκιασμένα εμβαδά στο , στο οποίο φαίνεται η κατακόρυφη θερμοϋγρομετρική δομή της ατμόσφαιρας σε συνδυασμό με την κατακόρυφη μετατόπιση μιας μάζας αέρα που εξαναγκάζεται σε ανοδική κίνηση από το έδαφος, παριστάνουν ενέργεια. Οι περιοχές με (-) είναι ανάλογες του έργου που πρέπει να δαπανηθεί ώστε να επιτευχθεί η άνοδος της μάζας, ενώ οι περιοχές με (+) είναι ανάλογες του έργου που παράγεται (και μετατρέπεται σε κινητική ενέργεια της μάζας) κατά την ελεύθερη άνοδό της.

Είναι δυνατόν η θερμοκρασία του περιβάλλοντος μέσα σε ένα ατμοσφαιρικό στρώμα να αυξάνει με το ύψος.(δηλαδή $\Gamma < 0$). Το φαινόμενο αυτό λέγεται *αναστροφή θερμοκρασίας*. Οι αναστροφές θερμοκρασίας χωρίζονται σε δύο κατηγορίες ανάλογα με το ύψος στο οποίο δημιουργούνται, στις *αναστροφές επιφάνειας* (Σχήμα 1.13, στρώμα AB) και στις *αναστροφές ύψους*. Οι επιφανειακές αναστροφές είναι υπεύθυνες για την μεγάλη συγκέντρωση των ρύπων δεδομένου ότι στο λεπτό ατμοσφαιρικό στρώμα κοντά στην επιφάνεια του εδάφους επικρατεί απόλυτη



Σχήμα 1.12 Περιβάλλον και δείγμα. LFC=Level of Free Convection, πάνω από το σημείο αυτό η άνοδος του δείγματος συνεχίζεται αβίαστα λόγω της άνωσης

ευστάθεια. Τέτοιες συνθήκες επικρατούν κυρίως κατά τις πρωινές ώρες και με αίθριο καιρό, όπου το έδαφος έχει χαμηλότερη θερμοκρασία από τα υπερκείμενα στρώματα. Όσο προχωρεί η ημέρα και το έδαφος θερμαίνεται από τον ήλιο τότε η θερμοβαθμίδα του περιβάλλοντος τροποποιείται, ώστε να δημιουργηθεί αστάθεια και επομένως αρχίζει η διασπορά των ρύπων προς τα πάνω. Σχήμα 1.13 δίνεται ένα παράδειγμα της μεταβολής της θερμοβαθμίδας του περιβάλλοντος από τις πρώτες πρωινές ώρες έως τις πρώτες μεσημβρινές ώρες και συγχρόνως η μεταβολή της ευστάθειας του ατμοσφαιρικού στρώματος.



Σχήμα 1.13 Νυχτερινή επιφανειακή αναστροφή και η εξέλιξή της με την θέρμανση του εδάφους

Βιβλιογραφία

- 1) Βαρώτσος Κ. και Καρράς Γ., 2000. Σημειώσεις εισαγωγής στη Φυσική της Ατμόσφαιρας
- 2) Παράρτημα Άσκησης "Θερμοδυναμική της ατμόσφαιρας"
(http://eclass.uoa.gr/modules/document/file.php/PHYS206/%CE%9C%CE%B5%CF%84%CE%B5%CF%89%CF%81%CE%BF%CE%BB%CE%BF%CE%B3%CE%AF%CE%B1/Kormos1_M4_TherodynamikiParartima.pdf)
- 3) Τρικαλινός Χ., 2009. ΜΟΡΙΑΚΗ ΦΥΣΙΚΗ ΚΑΙ ΘΕΡΜΟΔΥΝΑΜΙΚΗ, ISBN: 960-220-218-1

1.5.Πρακτική εκτέλεση

- Οι φοιτητές εξοικειώνονται με το Τεφίγραμμα. Αναγνωρίζουν τις γραμμές του, και διαπιστώνουν τι εκφράζει κάθε μία από αυτές
- Δίδονται στους φοιτητές διάφορα σετ από συνθήκες πίεσης-θερμοκρασίας-υγρασίας (κάποια μορφή) και οι φοιτητές καλούνται να μελετήσουν και να υπολογίσουν τις παραμέτρους που ορίζει ο διδάσκων και τη μεταβολή αυτών για διάφορες διαδρομές κατακόρυφης μετατόπισης
- Επίσης οι φοιτητές καλούνται να συγκρίνουν την κατάσταση μαζών ευρισκομένων σε διαφορετικά ισοβαρικά επίπεδα.
- Δίνονται δομές θερμοκρασίας ή/και υγρασίας περιβάλλοντος και οι φοιτητές καλούνται να τις αναπαραστήσουν στο τεφίγραμμα.
- Στη συνέχεια καλούνται να εξετάσουν αέριες μάζες του περιβάλλοντος υπό συνθήκες κατακόρυφης μετατόπισης και να αποφανθούν για την κατάσταση που επικρατεί από πλευράς ισορροπίας καθώς και τις μεταβολές που θα επέλθουν κατά τις κινήσεις αυτές
- Τέλος καλούνται με παρόμοια δεδομένα να ολοκληρώσουν μια αντίστοιχη εργασία (κατά προτίμηση επιτόπου) και να την παραδώσουν στον διδάσκοντα

Σε κάθε περίπτωση οι φοιτητές οφείλουν να δικαιολογούν τις ενέργειές τους και τα συμπεράσματά τους οι δε απαιτούμενες γραμμές για την εύρεση κάποιας παραμέτρου να φαίνονται σαφώς στο Τεφίγραμμα

Τα παρουσιαζόμενα διαγράμματα πρέπει να είναι ευανάγνωστα και καλαίσθητα, γι' αυτό οι φοιτητές πρέπει να έρχονται εφοδιασμένοι με χάρακα και μολύβια/στυλό περισσότερων του ενός χρωμάτων για δική τους διευκόλυνση.