

**ΑΚΑΔΗΜΙΑ ΕΜΠΟΡΙΚΟΥ ΝΑΥΤΙΚΟΥ  
Α.Ε.Ν ΜΑΚΕΔΟΝΙΑΣ**

**ΠΤΥΧΙΑΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ**

**ΕΠΙΒΛΕΠΩΝ ΚΑΘΗΓΗΤΗΣ: ΡΩΣΣΙΑΔΟΥ ΚΩΝΣΤΑΝΤΙΑ**

**ΘΕΜΑ :**

**Ατμοσφαιρική κυκλοφορία**

**Σύσταση και δομή της ατμόσφαιρας-ευστάθεια και αστάθεια-γενική  
κυκλοφορία-συστήματα καιρού-είδη ανέμων-πλανητικοί άνεμοι**

**ΤΟΥ ΣΠΟΥΔΑΣΤΗ: ΚΑΣΔΑΓΛΗ ΔΗΜΗΤΡΙΟΥ**

**Α.Γ.Μ: 3328**

**Ημερομηνία ανάληψης της εργασίας: Απρίλιος 2015**

**Ημερομηνία παράδοσης της εργασίας:**

<i>A/A</i>	<i>Όνοματεπώνυμο</i>	<i>Ειδικότητα</i>	<i>Αξιολόγηση</i>	<i>Υπογραφή</i>
<b>1</b>	ΤΣΟΥΛΗΣ Ν. ΔΙΕΥΘΥΝΤΗΣ	<b>ΠΛΟΙΑΡΧΟΣ</b>		
<b>2</b>	ΡΩΣΣΙΑΔΟΥ Κ. ΕΠΙΒΛΕΠΩΝ	<b>ΦΥΣΙΚΟΣ ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΟΣ</b>		
<b>3</b>				
<b>ΤΕΛΙΚΗ ΑΞΙΟΛΟΓΗΣΗ</b>				

**Ο ΔΙΕΥΘΥΝΤΗΣ ΣΧΟΛΗΣ : ΤΣΟΥΛΗΣ ΝΙΚΟΛΑΟΣ**

## ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

ΕΙΣΑΓΩΓΗ.....	Σελ. 4
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1: ΣΥΣΤΑΣΗ ΚΑΙ ΔΟΜΗ ΤΗΣ ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΑΣ.....	Σελ. 4
1.1 Σύνθεση της ατμόσφαιρας.....	Σελ. 4
1.2 Κατακόρυφη δομή της ατμόσφαιρας ως προς τη θερμοκρασία.....	Σελ. 6
1.3 Η Τροπόσφαιρα.....	Σελ. 6
1.4 Η Στρατόσφαιρα.....	Σελ. 8
1.5 Η Μεσόσφαιρα.....	Σελ. 9
1.6 Η Θερμόσφαιρα.....	Σελ. 10
1.7 Η Εξώσφαιρα.....	Σελ. 11
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2: ΚΑΤΑΣΤΑΣΕΙΣ ΙΣΟΡΡΟΠΙΑΣ.....	Σελ. 12
2.1 Αδιαβατική μεταβολή.....	Σελ. 12
2.2 Ευστάθεια και Αστάθεια.....	Σελ. 13
2.3 Ατμοσφαιρική Ευστάθεια.....	Σελ. 14
2.4 Δυναμική Ευστάθεια.....	Σελ. 18
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3: ΓΕΝΙΚΗ ΚΥΚΛΟΦΟΡΙΑ.....	Σελ. 20
3.1 Γενική κυκλοφορία – Συστήματα καιρού.....	Σελ. 20
3.2 Σύστημα διαμόρφωσης και διαχείρισης καιρού.....	Σελ. 28
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4: ΕΙΔΗ ΑΝΕΜΩΝ – ΠΛΑΝΗΤΙΚΟΙ ΑΝΕΜΟΙ.....	Σελ. 31
4.1 Γενικές έννοιες.....	Σελ. 31
4.2 Οι πλανητικοί επιφανειακοί άνεμοι.....	Σελ. 34
4.3 Ισημερινοί, Αληγείς, Δυτικοί και Πολικοί άνεμοι.....	Σελ. 34
4.4 Μουσώνες.....	Σελ. 36
4.5 Πλανητικοί άνεμοι ανώτερης ατμόσφαιρας.....	Σελ. 37
4.6 Κύματα Rossby.....	Σελ. 38
4.7 Άλλα είδη ανέμων.....	Σελ. 39

## ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Στην παρούσα εργασία γίνεται αναφορά στη σύσταση της ατμόσφαιρας και στα στρώματα που τη συνθέτουν βάσει της μεταβολής της θερμοκρασίας με το ύψος: 1)Τροπόσφαιρα 2)Στρατόσφαιρα 3)Μεσόσφαιρα 4)Θερμόσφαιρα 5)Εξώσφαιρα.

Στη συνέχεια αναπτύσσεται το θέμα της ατμοσφαιρικής ευστάθειας και των περιπτώσεών της. Μελετάται το πολύπλοκο θέμα της κίνησης της ατμόσφαιρας, δηλαδή της γενικής ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας, η οποία περιγράφεται ικανοποιητικά με το μοντέλο του τριπλού κυττάρου ,που περιλαμβάνει τα κύτταρα ο Hadley, Ferrel και το Πολικό .

Τέλος στην εργασία παρουσιάζεται και το σύστημα πλανητικών ανέμων κατώτερης και ανώτερης ατμόσφαιρα, που προκύπτει από το μοντέλο του τριπλού κυττάρου.

## ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η ατμόσφαιρα αποτελεί στρώμα αερίων που περιβάλλει έναν πλανήτη ή άλλο υλικό σώμα και συγκρατείται από τη βαρύτητα του σώματος. Είναι πιθανότερο η ατμόσφαιρα να συγκρατηθεί όταν η βαρύτητα είναι ισχυρή και η θερμοκρασία της ατμόσφαιρας χαμηλή.

Η ατμόσφαιρα της Γης αποτελείται κυρίως από άζωτο, σε μικρότερο βαθμό από οξυγόνο, το οποίο χρησιμοποιείται από τους οργανισμούς για την αναπνοή, και διοξείδιο του άνθρακα, το οποίο χρησιμοποιείται από τα φυτά, τα φύκη και τα κυανοβακτήρια για τη φωτοσύνθεση. Η ατμόσφαιρα βοηθάει στην προστασία των ζωντανών οργανισμών από γενετικές βλάβες από την ηλιακή υπεριώδη ακτινοβολία, τον ηλιακό άνεμο και τις κοσμικές ακτίνες. Η σημερινή της σύνθεση είναι αποτέλεσμα δισεκατομμυρίων χρόνων βιοχημικών μεταβολών στην παλαιοατμόσφαιρα από τους ζωντανούς οργανισμούς.

## ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1 : ΣΥΣΤΑΣΗ ΚΑΙ ΔΟΜΗ ΤΗΣ ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΑΣ

### 1.1 Σύνθεση της γήινης ατμόσφαιρας

Με τον όρο ατμόσφαιρα της Γης εννοούμε το αέριο σώμα που περιβάλλει τη Γη και συγκρατείται λόγω της βαρύτητάς της, φτάνοντας πρακτικά σε ύψος 3.500 χιλιόμετρα. Το όριο ανάμεσα στην ατμόσφαιρα και το διάστημα δεν είναι αυστηρά καθορισμένο. Καθώς μεγαλώνει η απόσταση της από τη Γη η ατμόσφαιρα σταδιακά εξασθενεί και εξαφανίζεται σιγά σιγά στο διάστημα. Το υψόμετρο των 120 χλμ ορίζει το σημείο που τα ατμοσφαιρικά φαινόμενα γίνονται αισθητά κατά τη διάρκεια της επανεισόδου στην ατμόσφαιρα. Η γραμμή Κάρμαν στα 100 χμ λαμβάνεται επίσης συχνά σαν το σύνορο ανάμεσα στην ατμόσφαιρα και το διάστημα.

Η ατμόσφαιρα προστατεύει τη ζωή στη Γη με το να απορροφά την υπεριώδη ηλιακή ακτινοβολία, να θερμαίνει την επιφάνεια της με την παρακράτηση της θερμότητας (φαινόμενο του θερμοκηπίου) και να μειώνει τις αυξομειώσεις της θερμοκρασίας ανάμεσα στη μέρα και τη νύχτα.

Στην ατμόσφαιρα της Γης οφείλεται η ύπαρξη ζωής, εφόσον σε αυτήν οφείλονται η απορρόφηση μεγάλου τμήματος της υπεριώδους ακτινοβολίας και η μείωση της διαφοράς των ακραίων θερμοκρασιών που θα υπήρχαν μεταξύ ημέρας και νύχτας χωρίς αυτήν χάρη στην παρακράτηση της θερμότητας (Φαινόμενο του θερμοκηπίου). Ο ξηρός αέρας αποτελείται κατά 78,08 % από άζωτο, 20,95% από οξυγόνο, 0,93% από αργό, 0,0395% από διοξείδιο του άνθρακα και από ίχνη άλλων αερίων. Η σύνθεσή της από την επιφάνεια της θάλασσας και μέχρι τα 80-100 χιλιόμετρα ύψος, παραμένει σχεδόν αμετάβλητη. Αντίθετα η πυκνότητά της ατμόσφαιρας ελαττώνεται πολύ γρήγορα, έτσι ώστε η αναπνοή στη κορυφή του Έβερεστ (8.848 μ.) να είναι πολύ δύσκολη μέχρι αδύνατη, αφού η πυκνότητά της εκεί, φθάνει μόλις τα 1/3 της πυκνότητας που παρατηρείται στην επιφάνεια της θάλασσας.



Σχήμα 1.1

## 1.2 Κατακόρυφη δομή της ατμόσφαιρας ως προς τη θερμοκρασία

Η χημική σύνθεση της ατμόσφαιρας μέχρι το ύψος των 80-100 χλμ. είναι σχεδόν αμετάβλητη. Ανάλογα όμως της μεταβολής της θερμοκρασίας διακρίνονται σε αυτή τα ακόλουθα στρώματα:

- ❖ Τροπόσφαιρα, από ύψος 0 μέχρι 9-18 χλμ. (ανάλογα με το γεωγραφικό πλάτος) όπου και η τροπόπαυση.
- ❖ Στρατόσφαιρα, από την τροπόπαυση μέχρι τα 50 χλμ. όπου και η στρατόπαυση.
- ❖ Μεσόσφαιρα, από την στρατόπαυση μέχρι τα 80 χλμ. όπου και η μεσόπαυση.
- ❖ Θερμόσφαιρα ή Ιονόσφαιρα, από την μεσόπαυση μέχρι 800 χλμ. όπου η θερμόπαυση. Σε αυτό το κομμάτι της ατμόσφαιρας βρίσκεται ο Διεθνής Διαστημικός Σταθμός ISS. Και τέλος
- ❖ Εξώσφαιρα, από θερμόπαυση μέχρι 3.500 χλμ.

Σημαντικότερο στρώμα, τόσο για την Μετεωρολογία, όσο ιδιαίτερα για τους ναυτιλλομένους, είναι η Τροπόσφαιρα, αφού εντός αυτής λαμβάνουν χώρα όλες οι μεταβολές του καιρού και όλα τα μετεωρολογικά φαινόμενα.

## 1.3 Η Τροπόσφαιρα

Η Τροπόσφαιρα είναι το κατώτερο στρώμα της ατμόσφαιρας και περιέχει το 75% της μάζας όλων των ατμοσφαιρικών αερίων, καθώς επίσης και το σύνολο σχεδόν της μάζας των υδρατμών και μεγάλες ποσότητες αιωρούμενων σωματιδίων, όπως σκόνης. Μέσα σε αυτή παρατηρούνται το σύνολο των μετεωρολογικών φαινομένων, διότι η ισχυρή θέρμανση που προκαλεί ο ήλιος στην επιφάνεια της γης, διαταράσσει το μίγμα των αερίων που περιέχει. Η τροπόσφαιρα είναι θερμότερη κοντά στην επιφάνεια του εδάφους και ψύχεται όσο πλησιάζει στο ανώτερο όριό της. Η ελάττωση αυτή της θερμοκρασίας με το ύψος, γίνεται με σταθερό ρυθμό ο οποίος είναι 0,65°C ανά 100 μέτρα ή 6,5°C ανά 1000 μέτρα. Το ύψος της τροπόσφαιρας έχει αυξηθεί κατά αρκετές εκατοντάδες μέτρα από το 1979 μέχρι σήμερα, κυρίως λόγω ανθρωπογενών παραγόντων και διαφέρει από πλάτος σε πλάτος. Στον Ισημερινό το ανώτερο όριό της είναι γύρω στα 16 με 17 χιλιόμετρα, σε μέσα γεωγραφικά πλάτη φτάνει τα 11 με 12 χιλιόμετρα, ενώ στους πόλους είναι μόλις 8 με 9 χιλιόμετρα. Οι διακυμάνσεις αυτές του ύψους της τροπόσφαιρας συνδέονται, τόσο με βαρομετρικά συστήματα, όσο με τις εποχές και το διοξείδιο του άνθρακα.

Πιο αναλυτικά, το ύψος της είναι γενικά αυξημένο σε περιοχές εμφάνισης βαρομετρικών υψηλών και ελαττωμένο στις περιοχές που εμφανίζονται βαρομετρικά χαμηλά. Σχετικά με τις εποχές, κατά την αρχή και το τέλος του καλοκαιριού βρίσκεται στο ανώτατο σημείο, ενώ στο τέλος του χειμώνα και αρχές της άνοιξης στο κατώτατο. Και όσο αφορά στο διοξείδιο του άνθρακα, επειδή θερμαίνει και διαστέλλει την ίδια την τροπόσφαιρα, το ύψος της τροπόσφαιρας μεταβάλλεται αναλογικά με τη συγκέντρωσή του.

Τα κύρια χαρακτηριστικά της τροπόσφαιρας είναι:

- ❖ Η θερμοκρασία μειώνεται ομοιόμορφα με το ύψος, με ρυθμό περίπου  $0,65^{\circ}\text{C}$  ανά 100 μέτρα ύψους. Κύριος αποδέκτης της ηλιακής θερμότητας είναι η επιφάνεια της γης, η οποία με τη σειρά της εκπέμπει θερμότητα προς την ατμόσφαιρα και στη συνέχεια προς το διάστημα. Η ατμόσφαιρα ως κακός αγωγός της θερμότητας, έχει λοιπόν σα βασική πηγή θερμότητας την επιφάνεια της γης, με αποτέλεσμα ο αέρας της τροπόσφαιρας να είναι θερμότερος κοντά στην επιφάνεια του εδάφους, εφόσον η επιφάνεια θερμαίνεται από τον ήλιο και θερμαίνει με τη σειρά της τα αέρια στρώματα που βρίσκονται σε άμεση επαφή με αυτήν και ψυχρότερος όσο απομακρύνεται από το έδαφος.
- ❖ Η μεγάλη περιεκτικότητα σε υδρατμούς που μειώνεται με το ύψος.
- ❖ Η συνεχής εναλλαγή μετεωρολογικών φαινομένων.
- ❖ Οι κατακόρυφες κινήσεις αερίων μαζών.
- ❖ Η ταχύτητα του ανέμου που αυξάνεται ανάλογα με το ύψος φτάνοντας στις μέγιστες τιμές του στην τροπόπαυση. Η Τροπόπαυση είναι ένα λεπτό στρώμα που ακολουθεί την Τροπόσφαιρα και τη διαχωρίζει από το επόμενο, τη Στρατόσφαιρα. Μεταξύ των γεωγραφικών πλατών  $30^{\circ} - 40^{\circ}$  παρουσιάζει μια διακοπή όλο το χρόνο, όπου και παρατηρούνται δυο τροπόπαυσεις, η μία πάνω από την άλλη. Στην περιοχή αυτή της ατμόσφαιρας πνέει ο αεροχείμαρρος (jet stream). Στη μεταβατική αυτή ζώνη η θερμοκρασία παραμένει σταθερή με το ύψος. Η τροπόπαυση και η τροπόσφαιρα είναι γνωστά με τον όρο κατώτερη ατμόσφαιρα.

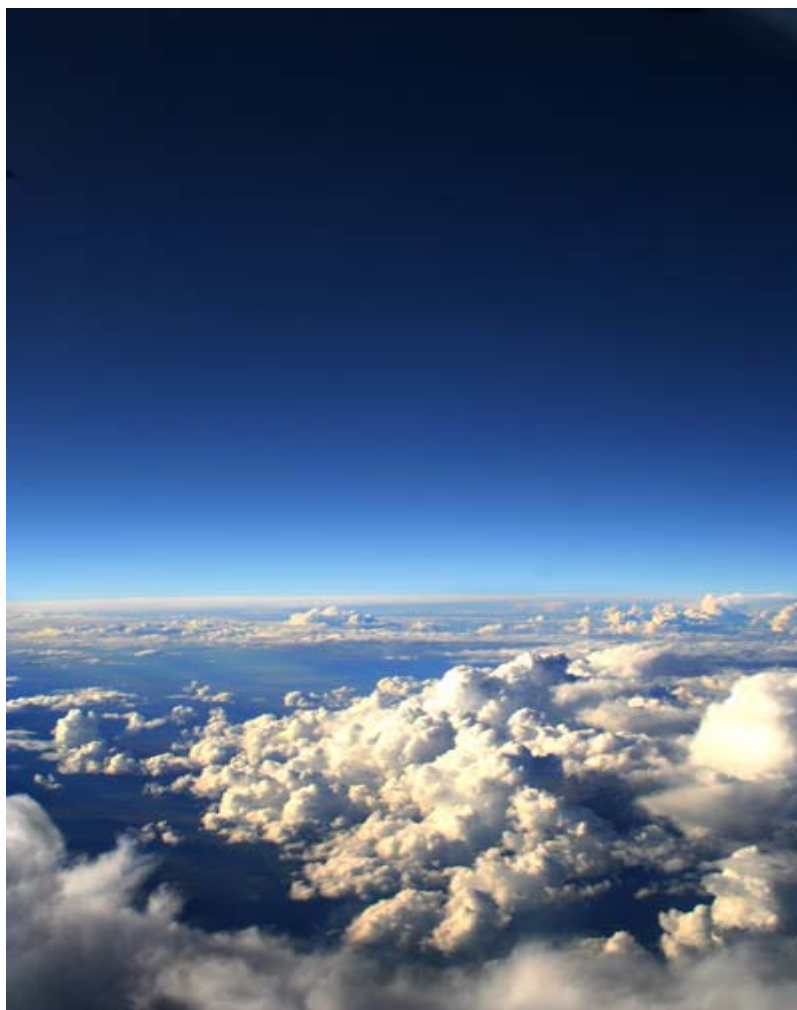
## 1.4 Η Στρατόσφαιρα

Η Στρατόσφαιρα αποτελεί το επόμενο στρώμα της ατμόσφαιρας. Εκτείνεται μέχρι τα 55 χιλιόμετρα περίπου και περιέχει το 19% των ατμοσφαιρικών αερίων, καθώς και ελάχιστο ποσοστό υδρατμών. Η θερμοκρασία μέχρι και το ύψος των 35 χιλιομέτρων δεν παρουσιάζει αξιοσημείωτες μεταβολές, γι' αυτό και μπορεί να θεωρηθεί σχεδόν σταθερή. Ωστόσο, πάνω από αυτό το ύψος και ουσιαστικά μέχρι το ανώτερο όριο της στρατόσφαιρας, παρατηρείται κατακόρυφη αύξηση της θερμοκρασίας. Μέσα στη στρατόσφαιρα εμφανίζεται ένας λεπτός φλοιός με πολύ μεγάλη περιεκτικότητα σε όζον O<sub>3</sub>, η οζονόσφαιρα. Μέσα σ' αυτήν επικρατούν χημικές αντιδράσεις παραγωγής και καταστροφής του στη μονάδα του χρόνου, με τέτοιο τρόπο ώστε να παραμένει τελικά σταθερή η ποσότητα του όζοντος.

Η οζονόσφαιρα, που αποτελεί το φυσικό «φίλτρο» για τη βλαβερή υπεριώδη ηλιακή ακτινοβολία, απορροφά αυτού του είδους την μικρού κύματος ακτινοβολία προκειμένου να πραγματοποιήσει τις προαναφερθείσες χημικές αντιδράσεις, τη δεσμεύει και την επανεκπέμπει αργότερα με τη μορφή της υπέρυθρης ακτινοβολίας, δηλαδή μεγάλου μήκους κύματος ακτινοβολία, η οποία είναι υπεύθυνη για την αύξηση της θερμοκρασίας μέσα στη στρατόσφαιρα.

Η Στρατόπαυση είναι η διαχωριστική ζώνη που ακολουθεί την Στρατόσφαιρα και τη διαχωρίζει από το επόμενο στρώμα, τη Μεσόσφαιρα. Η Μεσόσφαιρα αποτελεί το τρίτο κατά σειρά στρώμα της ατμόσφαιρας. Εκτείνεται μέχρι τα 80 με 85 χιλιόμετρα περίπου και χαρακτηρίζεται από συνεχή πτώση της θερμοκρασίας με το ύψος. Στο μέγιστο όριό της, η θερμοκρασία μπορεί να φτάσει τους -90° C ή και χαμηλότερα. Η πτώση αυτή της θερμοκρασίας σε αυτό το στρώμα οφείλεται αφενός μεν στην έλλειψη ύπαρξης του όζοντος και αφετέρου δε στην ύπαρξη αραιού στρώματος αερίων και επομένως τη μικρή απορρόφηση της ηλιακής ακτινοβολίας.





Σχήμα 1.2

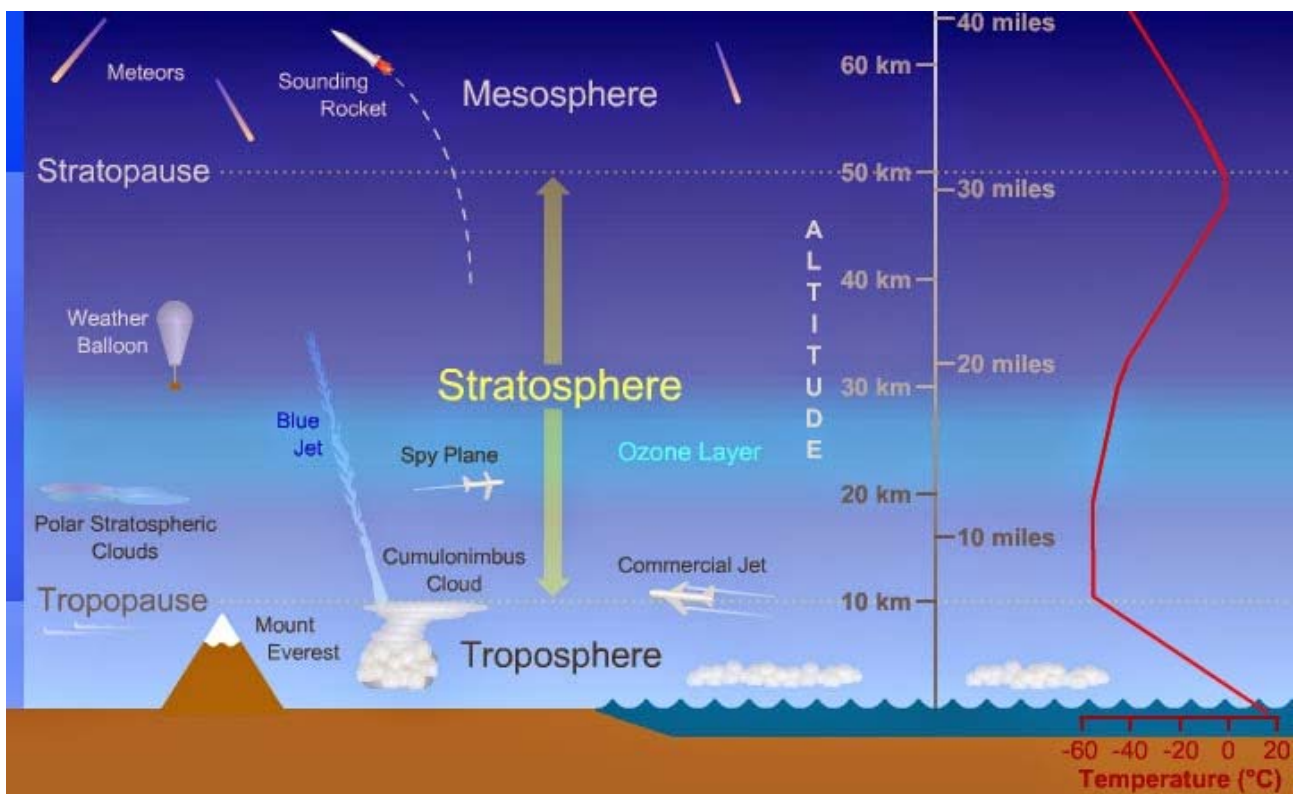
### **1.5 Η Μεσόσφαιρα**

Η μεσόσφαιρα εκτείνεται από το τέλος της στρατόπαυσης μέχρι την αρχή της μεσόπαυσης, που βρίσκεται σε ύψος 80km. Η θερμοκρασία πέφτει συνεχώς και φτάνει στους  $-100^{\circ}\text{C}$ . Η μεσόπαυση είναι η πιο ψυχρή περιοχή της γήινης ατμόσφαιρας. Οι πολύ χαμηλές θερμοκρασίες οφείλονται στην απουσία όζοντος σ' αυτά τα μεγάλα ύψη. Στη μεσόπαυση, και ιδιαίτερα σε περιοχές κοντά στους πόλους της Γης, παρατηρούνται συχνά τα «φωτεινά φωσφορίζοντα νέφη». Αυτά είναι σύννεφα που αποτελούνται από κομματάκια σκόνης που είναι καλυμμένα με πάγο.

Η Μεσόπαυση αποτελεί το διαχωριστικό όριο μεταξύ της Μεσόσφαιρας και της Θερμόσφαιρας που αποτελεί το επόμενο στρώμα. Είναι ίσως η ψυχρότερη περιοχή της ατμόσφαιρας με θερμοκρασίες που φθάνουν τους  $-120^{\circ}\text{C}$  με  $-150^{\circ}\text{C}$ .

## 1.6 Η Θερμόσφαιρα

Η Θερμόσφαιρα εκτείνεται μέχρι το ύψος των 400 με 500 χιλιομέτρων. Τα ατμοσφαιρικά αέρια της θερμόσφαιρας είναι αραιότερα από εκείνα της μεσόσφαιρας, παρόλα αυτά απορροφούν την υπεριώδη ακτινοβολία ανεβάζοντας την τιμή της θερμοκρασίας στους 1500° C. Ένα σημαντικό χαρακτηριστικό της θερμόσφαιρας, είναι οι μεγάλες μεταβολές της θερμοκρασίας ανάλογα με το πλάτος, την ώρα της ημέρας και τις ηλιακές δραστηριότητες. Το Πολικό Σέλας είναι ένα μετεωρολογικό φαινόμενο που εμφανίζεται στη Θερμόσφαιρα. Η Θερμόπαυση είναι η μεταβατική ζώνη ανάμεσα σε Θερμόσφαιρα και Εξώσφαιρα.



Σχήμα 1.3

## 1.7 Η Εξώσφαιρα

Η Εξώσφαιρα είναι το εξωτερικό στρώμα της ατμόσφαιρας. Εκτείνεται σε απόσταση ίσως και μεγαλύτερη των 700 χιλιομέτρων μακριά από την επιφάνεια της γης. Το οξυγόνο, λόγω μεγαλύτερου μοριακού βάρους, βρίσκεται στα κατώτερα στρώματα της εξώσφαιρας, ενώ το υδρογόνο στα ανώτερα. Τα αέρια σ' αυτό το στρώμα έχουν πολύ μικρή πυκνότητα, γι' αυτό και στο όριο της εξώσφαιρας τείνουν να αναμειχθούν σταδιακά με το κοσμικό διάστημα. Τα αέρια αυτά μπορούν να διαφύγουν από τη γήινη ατμόσφαιρα και επομένως από τη βαρύτητα της γης, μόνο αν η ταχύτητά τους είναι μεγαλύτερη από την ταχύτητα διαφυγής.

## ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2 : ΚΑΤΑΣΤΑΣΕΙΣ ΙΣΟΡΡΟΠΙΑΣ

### 2.1 Αδιαβατική μεταβολή

Όταν μια μάζα αέρα ανεβαίνει προς τα πάνω (δηλαδή σε περιοχή με μικρότερη πίεση) διαστέλλεται, ενώ όταν κατεβαίνει (σε περιοχές με μεγαλύτερη πίεση) συστέλλεται. Για να διασταλεί μια μάζα ατμοσφαιρικού αέρα καθώς ανεβαίνει σε μεγαλύτερο ύψος, πρέπει να χρησιμοποιήσει ενέργεια. Πηγή ενέργειας της μάζας αυτής είναι η κινητική ενέργεια των μορίων της, έκφραση της κινητικής αυτής ενέργειας είναι η θερμοκρασία. Όταν λοιπόν μια μάζα αέρα κινείται προς τα πάνω, διαστέλλεται χρησιμοποιώντας κινητική ενέργεια από τα μόρια της και άρα μειώνεται η θερμοκρασία της. Αντίστοιχα, όταν η μάζα αέρα κινηθεί προς τα κάτω αυξάνει τη θερμοκρασία της.

Η μεταβολή αυτή (δηλαδή η ψύξη με διαστολή και η θέρμανση με συστολή) είναι αδιαβατική γιατί στη μάζα αέρα δε δίνεται αλλά ούτε και αφαιρείται από αυτή ποσό θερμότητας, γιατί δεν της δίνεται χρόνος για κάτι τέτοιο.

Ο ρυθμός μεταβολής της θερμοκρασίας σε μία τέτοιου είδους διαδικασία ονομάζεται Ξηρή Αδιαβατική Θερμοβαθμίδα (Ξ.Α.Θ.) (Dry Adiabatic Lapse Rate, D.A.L.R.). Ξηρή ονομάζεται γιατί δεν έχει ληφθεί υπόψη η επίδραση της εξάτμισης ή της υγροποίησης.

Η Ξ.Α.Θ. είναι σταθερή και ίση περίπου με  $10^{\circ}\text{C}$  ανά 1000m ή  $3^{\circ}\text{C}$  ανά 1000ft.

$$\text{Ξ.Α.Θ.} = 10^{\circ}\text{C} / 1000 \text{ m}$$

Μια αέρια μάζα, λοιπόν, η οποία ανεβαίνει στην ατμόσφαιρα και στην οποία δεν έχουμε υγροποίηση υδρατμών, ψύχεται με ρυθμό  $10^{\circ}\text{C}$  ανά 1000m.

Όταν η μάζα αυτή όμως φτάσει σε κάποιο ύψος κι η θερμοκρασία της έχει πέσει αρκετά χαμηλά, τότε πιθανόν να λάβει χώρα υγροποίηση των υδρατμών που υπάρχουν μέσα στη μάζα. Γνωρίζουμε ότι όταν οι υδρατμοί υγροποιούνται δίνουν στο περιβάλλον ένα ποσό θερμότητας, τη λανθάνουσα θερμότητα υγροποίησης. Στην περίπτωση αυτή, η μάζα αέρα έχει μια πρόσθετη πηγή ενέργειας. Η θερμοκρασία της, λοιπόν, δε συνεχίζει να μειώνεται με τον ίδιο ρυθμό αλλά με έναν άλλο μικρότερο ρυθμό που ονομάζεται Υγρή Αδιαβατική Θερμοβαθμίδα (Υ.Α.Θ.) (Saturated Adiabatic Lapse Rate, S.A.L.R.).

Η Υ.Α.Θ. δεν είναι σταθερή αλλά εξαρτάται από το ρυθμό της υγροποίησης, από την ποσότητα, δηλαδή, των υδρατμών που υγροποιούνται. Είναι προφανές ότι όσο περισσότεροι υδρατμοί υγροποιούνται, τόσο περισσότερη θερμότητα αποδίδεται στην αέρια μάζα, άρα τόσο πιο αργά ψύχεται η μάζα αυτή (πιο μικρός ο ρυθμός ψύξης) όσο ανεβαίνει προς τα πάνω. Στην κατώτερη τροπόσφαιρα η υγρή αδιαβατική θερμοβαθμίδα είναι περίπου 1.5°C ανά 1000ft.

## 2.2 Ευστάθεια και Αστάθεια

Όταν μια αέρια μάζα αναγκαστεί να ανέβει προς τα πάνω και να φτάσει σε κάποιο ύψος, τότε η θερμοκρασία της θα έχει μειωθεί με το ρυθμό που ορίζει η Ξ.Α.Θ. Όμως και έξω από τη συγκεκριμένη αέρια μάζα, στον περιβάλλοντα χώρο, η θερμοκρασία θα έχει μειωθεί σύμφωνα με το ρυθμό που ορίζει η Κ.Θ.Π.(κατακόρυφη θερμοβαθμίδα περιβάλλοντος) τη μέρα εκείνη στο συγκεκριμένο τόπο. Αν η αέρια μάζα στο ύψος που έχει φτάσει είναι πιο θερμή από το περιβάλλον, θα είναι και ελαφρότερη, άρα θα συνεχίσει να ανέρχεται αυθόρμητα πλέον. Τότε λέμε ότι υπάρχει απόλυτη αστάθεια (instability) στην ατμόσφαιρα, ευνοούνται, δηλαδή, οι ανοδικές κινήσεις. Για να συμβεί αυτό θα πρέπει ο ρυθμός πτώσης της θερμοκρασίας μέσα στην αέρια μάζα (Ξ.Α.Θ.) να είναι μικρότερος από το ρυθμό πτώσης της θερμοκρασίας στο περιβάλλον (Κ.Θ.Π.).

$$\mathbf{Y.A.\Theta. < \Xi.A.\Theta. < K.\Theta.P \Rightarrow \text{ΑΠΟΛΥΤΗ ΑΣΤΑΘΕΙΑ}}$$

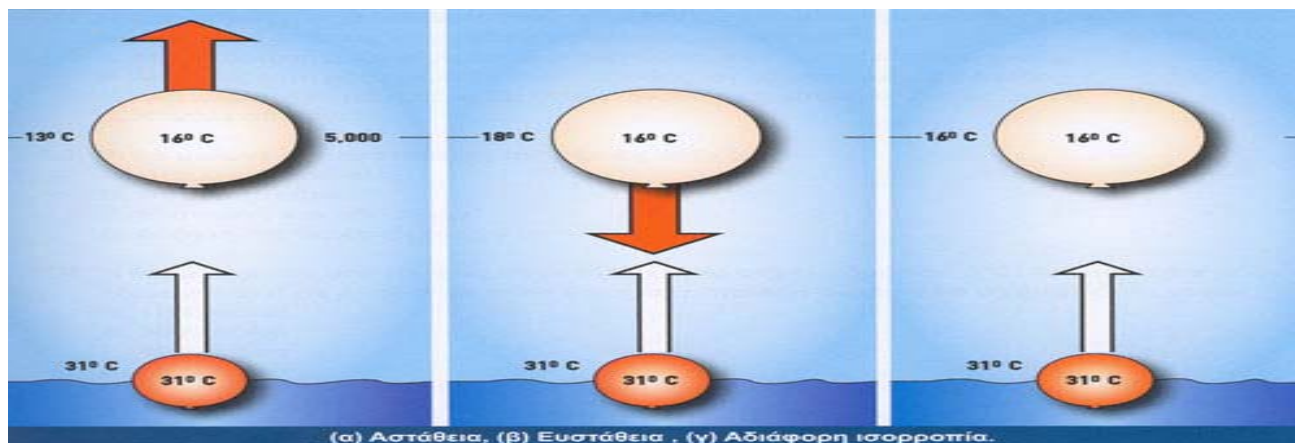
Αντίθετα αν ο ρυθμός πτώσης της θερμοκρασίας στην αέρια μάζα είναι μεγαλύτερος από το ρυθμό πτώσης στο περιβάλλον, τότε στο ύψος που θα βρεθεί η αέρια μάζα θα είναι πιο κρύα, άρα και πιο βαριά από τον περιβάλλοντα αέρα και θα κινηθεί προς τα κάτω και πάλι. Στην περίπτωση αυτή η ατμόσφαιρα χαρακτηρίζεται από ευστάθεια (stability).

$$\mathbf{K.\Theta.P < Y.A.\Theta. < \Xi.A.\Theta. \Rightarrow \text{ΕΥΣΤΑΘΕΙΑ}}$$

Υπάρχει όμως περίπτωση η Κ.Θ.Π. να είναι μεν μικρότερη από τη Ξ.Α.Θ. αλλά μεγαλύτερη από την Υ.Α.Θ. κι έτσι να υπάρχει ευστάθεια στην ατμόσφαιρα όσο δεν υπάρχουν υγροποιήσεις, αλλά από τη στιγμή που θα αρχίσει η υγροποίηση, η αέρια μάζα να παραμένει θερμότερη από το περιβάλλον και να συνεχίζει την άνοδο αυθόρμητα πλέον. Τότε λέμε ότι στην ατμόσφαιρα υπάρχει συμβατική αστάθεια (conditional instability).

$$\mathbf{Y.A.\Theta. < K.\Theta.P < \Xi.A.\Theta. \Rightarrow \text{ΣΥΜΒΑΤΙΚΗ ΑΣΤΑΘΕΙΑ}}$$

Από τα παραπάνω συμπεραίνουμε πως η αύξηση της υγρασίας μπορεί να εντείνει την αστάθεια στην ατμόσφαιρα, αφού η συμπύκνωση των υδρατμών δίνει θερμότητα σε μια αέρια μάζα και έτσι η πτώση της θερμοκρασίας της με το ύψος είναι μικρή, αυξάνεται δηλαδή η πιθανότητα να είναι η Υ.Α.Θ. μικρότερη από την Κ.Θ.Π.



Σχήμα 2.1

## 2.3 Ατμοσφαιρική ευστάθεια

Η κατάσταση του ατμοσφαιρικού αέρα όπως είδαμε παραπάνω χαρακτηρίζεται κυρίως από την κατανομή πίεσης, την κατανομή θερμοκρασίας και την υγρασία. Σημαντική σημασία όμως έχει και η κατάσταση ισορροπίας της ατμόσφαιρας με την έννοια εάν ευνοεί κατακόρυφες κινήσεις ή όχι. Η **ασταθής** ατμόσφαιρα σχετίζεται με ενίσχυση των κατακόρυφων κινήσεων. Στην αντίθετη περίπτωση η ατμόσφαιρα είναι **ευσταθής**. Η κατάσταση ισορροπίας στην ατμόσφαιρα έχει ιδιαίτερη σημασία στην ατμοσφαιρική διασπορά ρύπων, αφού η αστάθεια ενισχύει την τυρβώδη ανάμιξη των ρύπων ενώ η ευστάθεια μπορεί να μειώσει σημαντικά την ικανότητα της ατμόσφαιρας να διασκορπίζει τους ρύπους.

Αν θεωρήσουμε μια στοιχειώδη μάζα όγκου  $V_s$  που έχει την ίδια πίεση με τον περιβάλλοντα αέρα αλλά διαφορετική πυκνότητα, η συνιστάμενη δύναμη  $F$  που ασκείται στη μάζα είναι η διαφορά της άνωσης που ασκείται στη μάζα:

$$A = \rho g V_s$$

και του βάρους της

$$A = \rho_s g V_s$$

όπου  $\rho$  η πυκνότητα του περιβάλλοντα αέρα και  $\rho_s$  η πυκνότητα της στοιχειώδους μάζας:

$$F = (\rho - \rho_s) g V_s$$

Ας θεωρήσουμε τώρα, τη στοιχειώδη μάζα στην κατακόρυφη θέση  $z$ , σε ισορροπία με τον περιβάλλοντα αέρα, όπου η πίεση είναι  $p$ , η εικονική θερμοκρασία  $T_v$  [ $T_v = (1 + 0,61r)T$ ] και η πυκνότητα  $\rho$ . Η ατμόσφαιρα για χάρη απλότητας θα θεωρηθεί ξηρά σε υδροστατική ισορροπία.

Επιχειρούμε μία απότομη στοιχειώδη κατακόρυφη μετατόπιση  $dz$  της στοιχειώδους μάζας όπου ο περιβάλλοντα αέρας χαρακτηρίζεται από την πίεση  $p+dp$ , τη θερμοκρασία  $T+dT$  και την πυκνότητα  $\rho+dp$ .

Η στοιχειώδης μάζα, θεωρώντας ότι δε διατίθεται ικανός χρόνος για συναλλαγή θερμότητας με τον περιβάλλοντα αέρα, υφίσταται ισεντροπική μεταβολή (σημαίνει ότι δεν συναλλάσει θερμότητα με το περιβάλλον και επιπλέον είναι και αντιστρεπτή) αποκτώντας πυκνότητα  $\rho + d\rho_s$ . Η πίεση μπορεί να θεωρηθεί ότι είναι η ίδια με τον περιβάλλοντα αέρα  $p+dp$ .

Στη στοιχειώδη μάζα θα ασκηθεί τότε συνισταμένη δύναμη η οποία σύμφωνα με την σχέση  $F = (\rho - \rho_s) g V_s$  θα είναι:

$$dF = (d\rho - d\rho_s) g V_s$$

Εάν  $d\rho > d\rho_s$  η δύναμη  $dF$  είναι θετική προς τα άνω και έχει ως αποτέλεσμα την περαιτέρω απομάκρυνση της στοιχειώδους μάζας από το σημείο ισορροπίας  $z$ . Σε αυτή την περίπτωση η ατμοσφαιρική κατάσταση χαρακτηρίζεται **ασταθής**.

Εάν  $d\rho < d\rho_s$  η δύναμη  $dF$  είναι θετική προς τα κάτω και έχει ως αποτέλεσμα την τάση επαναφοράς της στοιχειώδους μάζας προς το σημείο ισορροπίας  $z$ . Σε αυτή την περίπτωση η ατμοσφαιρική κατάσταση χαρακτηρίζεται **ευσταθής**.

Εάν  $d\rho = d\rho_s$  η δύναμη  $dF$  είναι μηδενική και το σύστημα στοιχειώδους μάζας περιβάλλοντα αέρα είναι σε ισορροπία. Σε αυτή την περίπτωση η ατμοσφαιρική κατάσταση χαρακτηρίζεται **ουδέτερη**.

Στη συνέχεια θα επιχειρήσουμε να εκτιμήσουμε τη διαφορά  $d\rho < d\rho_s$  συναρτήσει της θερμοκρασίας.

Σημειώνεται ότι για την ισεντροπική μεταβολή τέλειου αερίου ισχύει η σχέση:

$$p\rho^{-\gamma} = \text{const. όπου } \gamma = \frac{c_{pd}}{c_{vd}}$$

Η παραγωγή της παραπάνω σχέσης και η χρήση της καταστατικής εξίσωσης  $p = \rho R_d T$  καθώς και της υδροστατικής εξίσωσης  $dp = -\rho g dz$  οδηγεί στη σχέση:

$$\frac{T}{\rho} \frac{d\rho_s}{dz} = -\frac{g}{\gamma R_d}$$

Η παραγωγή της καταστατικής εξίσωσης  $p = \rho R_d T$  και η χρήση της υδροστατικής εξίσωσης  $dp = -\rho g dz$  οδηγεί στην σχέση:

$$\frac{T}{\rho} \frac{d\rho}{dz} = -\frac{g}{R_d} - \frac{dT}{dz}$$

Αφαιρώντας τις εξισώσεις  $\frac{T}{\rho} \frac{d\rho_s}{dz} = -\frac{g}{\gamma R_d}$  και  $\frac{T}{\rho} \frac{d\rho}{dz} = -\frac{g}{R_d} - \frac{dT}{dz}$  κατά μέλη και λαμβάνοντας

υπόψη ότι  $\gamma = \frac{c_{pd}}{c_{vd}}$  και  $R_d = c_{pd} - c_{vd} = c_{vd}(\gamma - 1)$  καταλήγουμε στην σχέση:

$$\frac{T}{\rho} \left( \frac{d\rho}{dz} - \frac{d\rho_s}{dz} \right) = -\frac{dT}{dz} - \frac{g}{c_{pd}}$$

Με βάση την σχέση  $dF = (d\rho - d\rho_s)gV_s$  η σχέση  $\frac{T}{\rho} \left( \frac{d\rho}{dz} - \frac{d\rho_s}{dz} \right) = -\frac{dT}{dz} - \frac{g}{c_{pd}}$  οδηγεί στο

παρακάτω συμπέρασμα:



$$\frac{dT}{dz} > -\frac{g}{c_p} \quad \text{η ατμόσφαιρα είναι ευσταθής}$$

$$\frac{dT}{dz} = -\frac{g}{c_p} \quad \text{η ατμόσφαιρα είναι ουδέτερη}$$

$$\frac{dT}{dz} < -\frac{g}{c_p} \quad \text{η ατμόσφαιρα είναι ασταθής}$$

Η ουδέτερη ατμόσφαιρα λοιπόν, αντιστοιχεί στην αδιαβατική θερμοβαθμίδα που στην περίπτωση του ξηρού αέρα είναι  $-\frac{g}{c_{pd}} = -0.0098K/m$ . Στην περίπτωση του κεκορεσμένου υγρού αέρα η αδιαβατική θερμοβαθμίδα είναι περίπου  $-0.006K/m$ .

Στην περίπτωση του υγρού αέρα, η ατμοσφαιρική ευστάθεια μπορεί να καλύτερα να εκφρασθεί με την εικονική θερμοκρασία  $T_v$ . Η αντίστοιχη σχέση της  $\frac{T}{\rho} \left( \frac{d\rho}{dz} - \frac{d\rho_s}{dz} \right) = -\frac{dT}{dz} - \frac{g}{c_{pd}}$  είναι:

$$\frac{T_v}{\rho} \left( \frac{d\rho}{dz} - \frac{d\rho_s}{dz} \right) = -\frac{dT_v}{dz} - \frac{g}{c_{pd}}$$

Σε αυτή την περίπτωση:

$$\frac{dT_v}{dz} > -\frac{g}{c_{pd}} \quad \text{η ατμόσφαιρα είναι ευσταθής}$$

$$\frac{dT_v}{dz} = -\frac{g}{c_{pd}} \quad \text{η ατμόσφαιρα είναι ουδέτερη}$$

$$\frac{dT_v}{dz} < -\frac{g}{c_{pd}} \quad \text{η ατμόσφαιρα είναι ασταθής}$$

Η ατμοσφαιρική ευστάθεια όμως μπορεί να εκφραστεί πιο απλά με την κατακόρυφη δυνητική θερμοβαθμίδα.

$$\frac{T}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} = \frac{\partial T}{\partial z} + \frac{g}{c_p}$$

Η αντίστοιχη έκφραση με την  $\theta_v$  θα είναι:

$$\frac{T_v}{\theta_v} \frac{\partial \theta_v}{\partial z} = \frac{\partial T_v}{\partial z} + \frac{g}{c_{pd}}$$

Συγκρίνοντας την εξίσωση  $\frac{T}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} = \frac{\partial T}{\partial z} + \frac{g}{c_p}$  με την εξίσωση  $\frac{T}{\rho} \left( \frac{d\rho}{dz} - \frac{d\rho_s}{dz} \right) = -\frac{dT}{dz} - \frac{g}{c_{pd}}$  είναι

φανερό ότι:

**Ουδέτερη ατμόσφαιρα:**  $\frac{\partial \theta}{\partial z} = 0$

**Ευσταθής ατμόσφαιρα:**  $\frac{\partial \theta}{\partial z} > 0$

**Ασταθής ατμόσφαιρα:**  $\frac{\partial \theta}{\partial z} < 0$

Στην περίπτωση του υγρού αέρα με βάση την σχέση  $\frac{T_v}{\theta_v} \frac{\partial \theta_v}{\partial z} = \frac{\partial T_v}{\partial z} + \frac{g}{c_{pd}}$  :

**Ουδέτερη ατμόσφαιρα:**  $\frac{\partial \theta_v}{\partial z} = 0$

**Ευσταθής ατμόσφαιρα:**  $\frac{\partial \theta_v}{\partial z} > 0$

**Ασταθής ατμόσφαιρα:**  $\frac{\partial \theta_v}{\partial z} < 0$

## 2.4 Δυναμική Ευστάθεια

Ο παραπάνω ορισμός της ευστάθειας χαρακτηρίζει τη λεγόμενη στατική ευστάθεια της ατμόσφαιρας . Οι αέριες μάζες της ατμόσφαιρας βρίσκονται συνήθως σε διαρκή κίνηση με αποτέλεσμα στο

ατμοσφαιρικό οριακό στρώμα να παράγεται ‘μηχανική’ τύρβη, δηλαδή τύρβη λόγω τριβής με το έδαφος. Η παραγωγή της μηχανικής τύρβης είναι ανάλογη του τετραγώνου της βαθμίδας της οριζόντιας ταχύτητας:

$$G_M \propto \left(\frac{dV_h}{dz}\right)^2$$

όπου

$G_M$  η παραγωγή μηχανικής τυρβώδους κινητικής ενέργειας.

$V_h$  η οριζόντια συνιστώσα της ταχύτητας.

Η θερμική ενίσχυση ή εξασθένηση της τύρβης εξαρτάται από τη στατική ευστάθεια.

Σημειώνεται επίσης ότι σε συνθήκες πλήρους ατμοσφαιρικής ευστάθειας η ροή θεωρείται στρωτή.

Ένας συνήθης δείκτης της δυναμικής ευστάθειας της ατμόσφαιρας είναι ο αριθμός Richardson:

$$Ri = \frac{\frac{g}{T_v} \frac{d\theta_v}{dz}}{\left(\frac{dV_h}{dz}\right)^2}$$

Υπάρχει ένας κρίσιμος αριθμός  $Ri_{cr} < 1$  όπου για  $Ri < Ri_{cr}$  έχουμε συνθήκες ατμοσφαιρικής αστάθειας.

Στην περίπτωση αυτή η ροή είναι πάντα τυρβώδης, ενώ για  $Ri > Ri_{cr}$  έχουμε συνθήκες ατμοσφαιρικής ευστάθειας. Πλήρως στρωτή ροή θεωρούμε όταν  $Ri > 1$ . Στην περιοχή  $Ri_{cr} < Ri < 1$  η ροή μπορεί να είναι στρωτή ή τυρβώδης ανάλογα με την προϊστορία της. Η τυρβώδης ροή μπορεί να παραμένει τυρβώδης σε αυτή την περίπτωση. Η συμπεριφορά αυτή οφείλεται στο ότι τα κύματα Kelvin-Helmholtz που δίνουν το έναυσμα για την μετάβαση στην τύρβη, καταπνίγονται στην περιοχή  $Ri_{cr} < Ri < 1$  (Μουσιόπουλος, 1997).

Έχει εκτιμηθεί  $Ri_{cr} \approx 0.25$ .

## ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3 : ΓΕΝΙΚΗ ΚΥΚΛΟΦΟΡΙΑ

*“Με την αλλαγή της άνοιξης, ο ερχομός του καλοκαιριού να φέρνει σιγά-σιγά το κιτρίνισμα στα χόρτα και την εμφάνιση των φρούτων της εποχής και τα μπάνια στη Γκάτζα (ανέμελες διακοπές κάτω από τις ελιές και το ψάρεμα-τι ταξίδι και αυτό με τη βεζίνα-βάρκα!) ή καθημερινά με τα πόδια ή τα ζα μας στο νεκροταφείο ή τον ταρσανά, στη Λάρυμνα. Το φθινόπωρο, με τον τρύγο των αμπελιών, τα πρωτοβρόχια, το άνοιγμα των σχολείων, το όργωμα των χωραφιών και την αναχώρηση των χελιδονιών. Μετά ερχόταν ο χειμώνας με τα χιόνια, τις γιορτές των Χριστουγέννων, τα γλυκά και τις πρώτες διακοπές στα σχολεία. Αχ, πόσο αναπολούμε όλες αυτές τις εποχές, σε εκείνα τα χρόνια που όλα άλλαζαν σύμφωνα με τις αρχές του Δημιουργού μας” (Αλεξάντρ Σεργκέγεβιτς Πούσκιν)*

### 3.1 Γενική Κυκλοφορία – Συστήματα Καιρού

Αν και η μελέτη της κίνησης της ατμόσφαιρας αποτελεί ένα πολύπλοκο πρόβλημα, εντούτοις υπάρχουν γενικά “μοντέλα” και “πρότυπα” με βάση τα οποία μπορεί να περιγραφεί η ατμοσφαιρική κυκλοφορία σε παγκόσμια κλίμακα.

Από τη φύση του, ο μηχανισμός της δημιουργίας και διατήρησης της γενικής κυκλοφορίας της ατμόσφαιρας είναι πολύπλοκος. Ωστόσο, οι παράγοντες εκείνοι που διαδραματίζουν καθοριστικό ρόλο στη γενική κυκλοφορία είναι οι επόμενοι:

#### **(1) Ηλιακή ακτινοβολία**

Η ενέργεια που προσλαμβάνει το σύστημα Γη-Ατμόσφαιρα από τον ήλιο με την μορφή της ακτινοβολίας αποτελεί το “καύσιμο” της γενικής κυκλοφορίας της ατμόσφαιρας.

#### **(2) Λανθάνουσα θερμότητα**

Πρόκειται για την ενέργεια (με την μορφή θερμότητας) που απελευθερώνεται κατά την δημιουργία των νεφών (συμπύκνωση υδροσταγονιδίων). Τα πραγματικά τεράστια ποσά λανθάνουσας θερμότητας που εκλύονται κατά το σχηματισμό των νεφών, ιδιαίτερα μάλιστα στις τροπικές και υποτροπικές περιοχές, παίζουν καθοριστικό ρόλο στη διατήρηση της γενικής κυκλοφορίας της ατμόσφαιρας.

#### **(3) Δύναμη Coriolis**

Πρόκειται για μία δύναμη που αναπτύσσεται εξαιτίας της περιστροφής της Γης γύρω από τον άξονα της. Η δύναμη Coriolis παίζει σημαντικό ρόλο στον καθορισμό του “τρόπου”, όπως θα δούμε στη συνέχεια, με τον οποίο ανακατανέμεται η ενέργεια από τον ισημερινό προς τα μεγαλύτερα γεωγραφικά πλάτη.

#### **(4) Δύναμη τριβής**

Η δύναμη της τριβής συμμετέχει επίσης ενεργά στη γενική κυκλοφορία της ατμόσφαιρας, επιφέροντας, σε ορισμένες περιπτώσεις, σημαντικές απώλειες κατά την αναδιανομή της ενέργειας.

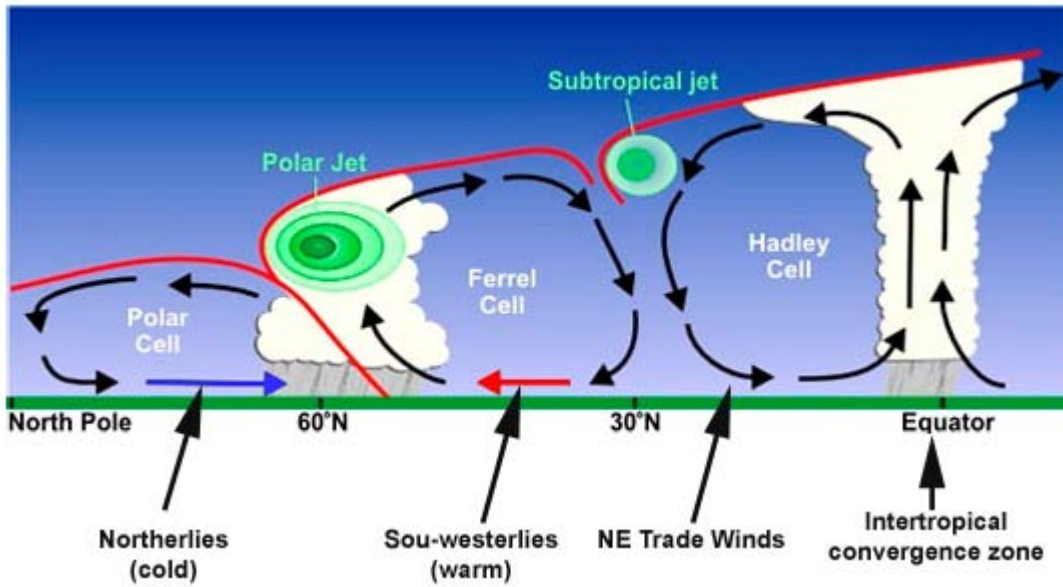
#### **(5) Θερμική αγωγιμότητα του ατμοσφαιρικού αέρα**

Η θερμική αγωγιμότητα του ατμοσφαιρικού αέρα, η οποία καθορίζεται από πλήθος παραγόντων (π.χ. περιεχόμενο σε υδρατμούς κ.α.), αποτελεί ρυθμιστικό παράγοντα, διευκολύνοντας ή δυσχεραίνοντας την μεταφορά της ενέργειας από μία περιοχή προς μία άλλη.

Ολοκληρώνοντας την εισαγωγή στη γενική κυκλοφορία της ατμόσφαιρας, παρουσιάζουμε συνοπτικά τα βασικά στοιχεία αυτής (Σχ. 3.1). Όπως φαίνεται, τα βασικά τμήματα της γενικής κυκλοφορίας της ατμόσφαιρας είναι:

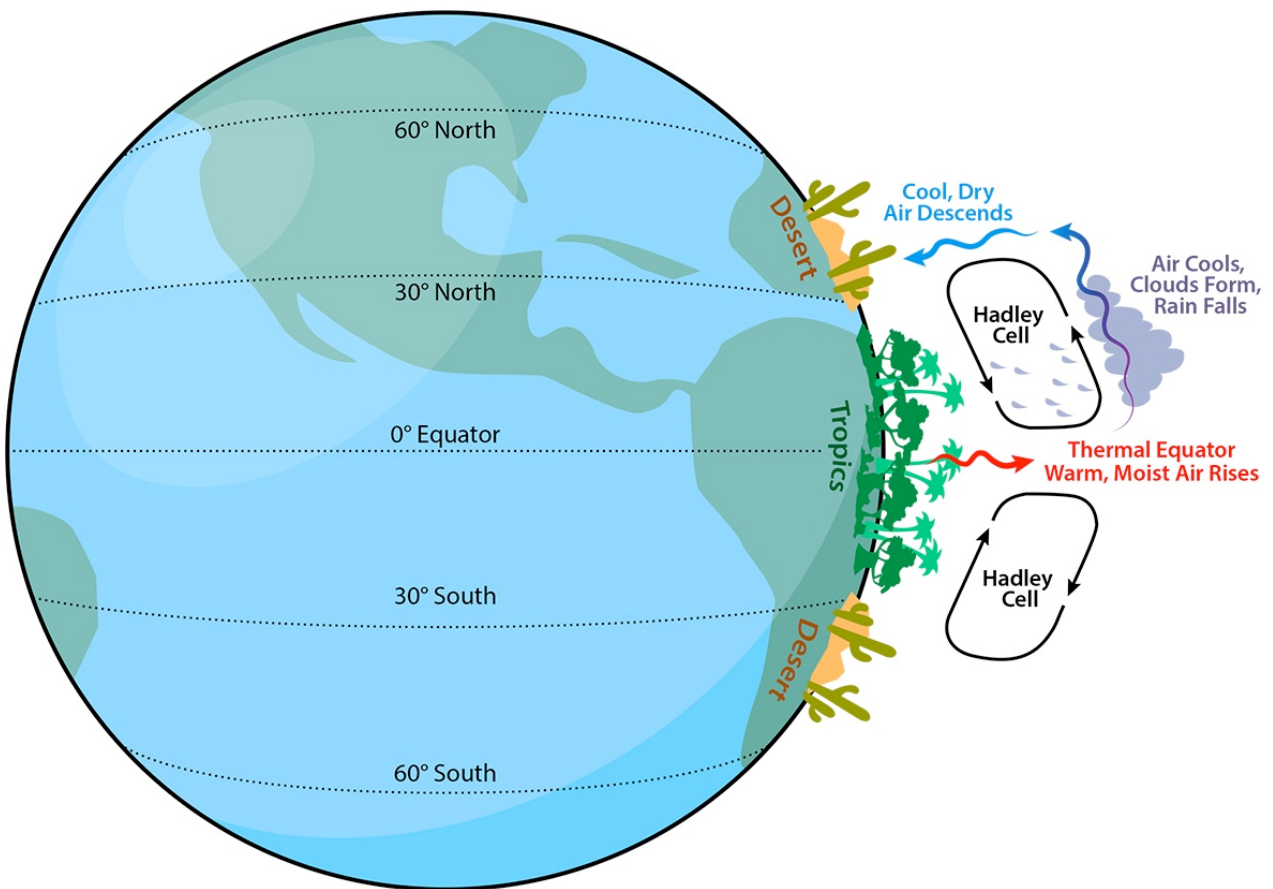
- 1) Η ενδοτροπική ζώνη σύγκλισης (Intertropical convergence zone – ITCZ).
- 2) Οι ΒΑ (Β. ημισφαίριο) και ΝΑ (Ν. ημισφαίριο) αληγείς άνεμοι (northeasterly/southeasterly trades, αντίστοιχα).
- 3) Το κύτταρο Hadley (Hadley cell).
- 4) Το κύτταρο Ferrel ή κύτταρο των μέσων γεωγραφικών πλατών (mid-latitude cell).
- 5) Οι δυτικοί ζωνικοί άνεμοι των μέσων γεωγραφικών πλατών (westerlies).
- 6) Τα πολικά κύτταρα (Polar cell).

Από την αλληλεπίδραση των προαναφερθέντων κυττάρων, δημιουργούνται επίσης οι υποτροπικοί αεροχείμαρροι (subtropical jets) και οι αεροχείμαρροι του πολικού μετώπου ή πολικοί αεροχείμαρροι (polar jets), οι οποίοι συμπληρώνουν την περιγραφή των δομικών στοιχείων της γενικής κυκλοφορίας.



Σχήμα 3.1

### Κύτταρο Hadley (Hadley Cell)



Σχήμα 3.2

Το κύτταρο Hadley (Σχ. 3.2) αποτελεί το πρώτο από τα τρία βασικά κύτταρα με τα οποία μπορεί να περιγραφεί η γενική κυκλοφορία της ατμόσφαιρας. Το κύτταρο αυτό αποτελεί το τμήμα εκείνο της γενικής κυκλοφορίας που παρατηρείται στις τροπικές και υποτροπικές περιοχές (30S – 30N) και η

δημιουργία/συντήρηση του σχετίζεται άμεσα με τη ροή του ατμοσφαιρικού αέρα στις παραπάνω περιοχές. Οι τροπικές και υποτροπικές περιοχές κυριαρχούνται από τους αληγείς ανέμους οι οποίοι καταλήγουν να συγκλίνουν στην ITCZ. Το αποτέλεσμα της σύγκλισης αυτής είναι η ενίσχυση των ανοδικών κινήσεων που ούτως ή άλλως παρατηρούνται στη συγκεκριμένη περιοχή.

Όπως φαίνεται στο διάγραμμα της Σχ. 3.2, καθώς ο ατμοσφαιρικός αέρας ανέρχεται πάνω από τους τροπικούς, συναντά το νοητό σύνορο τροπόσφαιρας-στρατόσφαιρας, την τροπόπαυση, όπου και εξαναγκάζεται να αποκλίνει προς τους δύο πόλους της Γης. Κατά τη διαδρομή του προς τους πόλους, ο ατμοσφαιρικός αέρας ψύχεται με εκπομπή ακτινοβολίας μεγάλου μήκους κύματος, οπότε η πυκνότητα του αυξάνεται και τελικά εξαναγκάζεται σε κάθοδο (Σχ. 3.2). Η κάθοδος του ατμοσφαιρικού αέρα λαμβάνει χώρα σε μία εκτεταμένη γεωγραφική περιοχή, με την μεγαλύτερη ένταση ωστόσο να παρατηρείται πάνω από τις λεγόμενες υποτροπικές περιοχές (γ. πλάτος 30N/S, τροπικοί του καρκίνου). Ο κατερχόμενος ατμοσφαιρικός αέρας του κυττάρου Hadley θερμαίνεται αδιαβατικά, ώστε φτάνει στην επιφάνεια με την μορφή ενός ξηρού ρεύματος αέρα.

Έτσι, δεν προκαλεί ιδιαίτερη έκπληξη το γεγονός πως οι σημαντικότερες έρημοι του πλανήτη μας βρίσκονται στις περιοχές όπου αναπτύσσεται ο κατερχόμενος κλάδος του κυττάρου Hadley. Επιπρόσθετα, η σύγκλιση και η κάθοδος του ατμοσφαιρικού αέρα πάνω από τους τροπικούς του καρκίνου (30N/S) αιτιολογεί τη δημιουργία μίας ζώνης υψηλών πιέσεων που περιβάλλει την Γη σε αυτά περίπου τα γ. πλάτη. Τα συστήματα των υψηλών πιέσεων αυτής της ζώνης είναι περισσότερο γνωστά με τον όρο υποτροπικοί αντικυκλώνες. Χαρακτηριστικά παραδείγματα αποτελούν ο αντικυκλώνας των Αζόρων-Βερμούδων και ο αντικυκλώνας του Ειρηνικού ωκεανού, συστήματα τα οποία χαρακτηρίζονται ως ημι-μόνιμα.

Η κυκλοφορία του κυττάρου Hadley ολοκληρώνεται με την απόκλιση του κατερχόμενου ατμοσφαιρικού αέρα προς τον ισημερινό. Η απόκλιση αυτή παρατηρείται στην επιφάνεια των υποτροπικών περιοχών και με τη βοήθεια της δύναμης Coriolis, οδηγεί τελικά στην ενίσχυση των αληγών ανέμων (Σχ. 3.2).

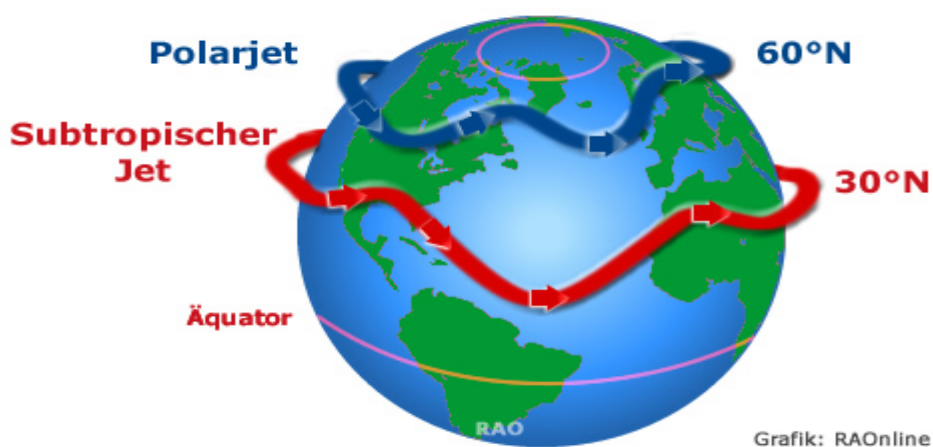
Συνοψίζοντας, η ατμοσφαιρική κυκλοφορία που συνδέεται με το κύτταρο Hadley μπορεί να περιγραφεί ως εξής:

- 1) Έντονη απορρόφηση της ηλιακής ακτινοβολίας πάνω από τους τροπικούς, δημιουργία ισχυρών ανοδικών κινήσεων και απελευθέρωση τεράστιων ποσών λανθάνουσας θερμότητας (ITCZ).
- 2) Δημιουργία των αληγών ανέμων (trade winds), συνέπεια της αρχής διατήρησης της μάζας (ατμοσφαιρικός αέρας από τα μέσα γ. πλάτη πνέει προς τους τροπικούς για να καλύψει το “κενό” που δημιουργείται από τις ανοδικές κινήσεις).
- 3) Απόκλιση του ανερχόμενου ατμοσφαιρικού αέρα στο ύψος της τροπόπαυσης, πάνω από τους τροπικούς, κίνηση του προς τους δύο πόλους της Γης και αδιαβατική ψύξη του.
- 4) Σταδιακή κάθοδος του ατμοσφαιρικού αέρα με μέγιστο πάνω από τους υποτροπικούς (30N/S).
- 5) Απόκλιση του κατερχόμενου ατμοσφαιρικού αέρα στην επιφάνεια και ενίσχυση της ροής των αληγών ανέμων.

Από την αλληλεπίδραση του κατερχόμενου κλάδου του κυττάρου Hadley με τον ατμοσφαιρικό αέρα που συγκλίνει από τα μέσα γ. πλάτη και υπό την επίδραση της δύναμης Coriolis, προκύπτουν οι γνωστοί υποτροπικοί αεροχείμαροι.

### Υποτροπικός Αεροχείμαρος

Οι υποτροπικοί αεροχείμαροι (subtropical jets ή jet streams) είναι ρεύματα ταχέως κινούμενου ατμοσφαιρικού αέρα (από δυσμιάς προς ανατολάς) τα οποία έχουν μήκος χιλιάδων χιλιομέτρων, πλάτος μερικών εκατοντάδων χιλιομέτρων και πάχος λίγων μόνο χιλιομέτρων. Η ταχύτητα του ανέμου στο κέντρο του αεροχειμάρρου ξεπερνάει συχνά τα 185 km/h, ενώ σε ορισμένες περιπτώσεις μπορεί να ξεπεράσει και τα 370 km/h. Οι υποτροπικοί αεροχείμαροι εντοπίζονται πάνω από την ζώνη των υποτροπικών αντικυκλώνων (~30N/S), σε ύψος περίπου 12 km (υποτροπική τροπόπαυση) (Σχ. 3.3).



Σχήμα

3.3

Η δημιουργία του υποτροπικού αεροχειμάρρου συνδέεται άμεσα με τον αποκλινόντα προς τους πόλους κλάδο του κυττάρου Hadley. Σε ύψος περίπου 12 km και πάνω από τις υποτροπικές περιοχές (30N/S) ο θερμός αέρας που μεταφέρεται προς τους πόλους από το κύτταρο Hadley, έχει ως αποτέλεσμα τη δημιουργία μίας έντονης θερμοβαθμίδας (ρυθμός μεταβολής της θερμοκρασίας) κατά μήκος ενός νοητού “συνόρου”, το οποίο συχνά αποκαλείται με τον όρο υποτροπικό μέτωπο. Κατά μήκος του υποτροπικού μετώπου (εντοπίζεται μόνο στην ανώτερη τροπόσφαιρα) οι μεγάλες αντιθέσεις της θερμοκρασίας οδηγούν στην δημιουργία μίας έντονης βαροβαθμίδας (ρυθμός μεταβολής ατμοσφαιρικής πίεσης), η οποία με τη σειρά της έχει ως αποτέλεσμα την παραγωγή ενός πολύ ισχυρού πεδίου ανέμων.

### Κύτταρο Ferrel ή κύτταρο των μέσων γεωγραφικών πλατών (Mid-latitude Cell)

Η κυκλοφορία του κυττάρου Hadley ολοκληρώνεται με την απόκλιση του ατμοσφαιρικού αέρα προς τον ισημερινό και τη δημιουργία των αληγών ανέμων. Η απόκλιση αυτή λαμβάνει χώρα πάνω από τους υποτροπικούς (30N/S), όπου και εντοπίζεται ο κατερχόμενος κλάδος του κυττάρου Hadley. Από το “σύνολο” του ατμοσφαιρικού αέρα που κατέρχεται πάνω από τις περιοχές αυτές, ένα τμήμα (το μεγαλύτερο) αποκλίνει προς τον ισημερινό ενώ το υπόλοιπο εξαναγκάζεται να κινηθεί προς τους πόλους. Κατά την κίνηση του αυτή προς τους πόλους, ο αέρας εκτρέπεται προς ανατολάς, δημιουργώντας τους λεγόμενους επικρατούντες δυτικούς ανέμους (prevailing westerlies). Στους δυτικούς αυτούς ανέμους αποδίδεται ο χαρακτηρισμός “επικρατούντες” διότι πολύ συχνά η διεύθυνση τους μεταβάλλεται εξαιτίας της παρουσίας ισχυρών βαρομετρικών συστημάτων (κυκλώνες, αντικυκλώνες). Παρόλα αυτά,



η επικρατούσα διεύθυνση του ανέμου στα παραπάνω γεωγραφικά πλάτη είναι η δυτική. Αυτή ακριβώς η δυτική ροή του ανέμου συνιστά τον “επιφανειακό” κλάδο του κυττάρου Ferrel.

Καθώς ο θερμός ατμοσφαιρικός αέρας κινείται προς τους πόλους συναντάει ψυχρότερο αέρα προερχόμενο από τις πολικές και υπο-πολικές περιοχές. Ωστόσο, οι δύο αυτές αέριες μάζες δεν αναμιγνύονται άμεσα. Αντίθετα, διαχωρίζονται από ένα νοητό “σύνορο” γνωστό ως “πολικό μέτωπο” (polar front), το οποίο αποτελεί μία περιοχή επικρατήσης χαμηλών πιέσεων (υπο-πολικό χαμηλό). Σε αυτή την περιοχή (~60N/S), η σύγκλιση του επιφανειακού αέρα από τα μέσα γεωγραφικά πλάτη (κύτταρο Ferrel) με τον επιφανειακό αέρα από τους πόλους (πολικό κύτταρο) οδηγεί σε ανοδικές κινήσεις και, κατ’ επέκταση, στο σχηματισμό καταιγίδων.

Μόλις ο ανερχόμενος ατμοσφαιρικός αέρας συναντήσει το νοητό όριο της τροπόπαυσης, εξαναγκάζεται σε απόκλιση προς τον ισημερινό. Η κάθοδος του λαμβάνει χώρα (ξανά) πάνω από τους υποτροπικούς, οπότε και ολοκληρώνεται η κυκλοφορία του κυττάρου Ferrel. Στο σημείο αυτό είναι σημαντικό να τονίσουμε πως η θεωρητική κυκλοφορία του κυττάρου Ferrel διαφέρει συχνά από την κυκλοφορία που παρατηρείται στην πραγματική ατμόσφαιρα. Η διαφοροποίηση αυτή εντοπίζεται κυριότερα στη ροή του ατμοσφαιρικού αέρα στην ανώτερη τροπόσφαιρα. Συγκεκριμένα, οι παρατηρήσεις δείχνουν ότι σε πολλές περιπτώσεις η ανώτερη τροπόσφαιρα των μέσων γεωγραφικών πλατών (δηλαδή, η περιοχή του κυττάρου Ferrel) κυριαρχείται από ροή με φορά προς τους πόλους, αντίθετη δηλαδή από αυτή που προβλέπει θεωρητικά το μοντέλο του κυττάρου Ferrel. Το γεγονός αυτό ενισχύει την άποψη πως το κύτταρο Ferrel δε δημιουργείται από θερμικά αίτια, όπως το κύτταρο Hadley και το πολικό κύτταρο, αλλά αποτελεί στην πραγματικότητα το αποτέλεσμα της αλληλεπίδρασης αυτών των δύο. Με απλά λόγια, θεωρείται ένα δευτερεύον κύτταρο κυκλοφορίας του οποίου η παρουσία εξαρτάται από την παρουσία του κυττάρου Hadley και του πολικού κυττάρου. Θα μπορούσαμε να πούμε πως το κύτταρο Ferrel συμπεριφέρεται στην πραγματικότητα σαν μία “ατμοσφαιρική μπάλα” η οποία παίζει το ρόλο του συνδετικού κρίκου μεταξύ των δύο προαναφερθέντων βασικών κυττάρων. Για το λόγο αυτό άλλωστε, το κύτταρο Ferrel αναφέρεται συχνά και με τον όρο “ζώνη ανάμιξης”.

### **Πολικό Κύτταρο (Polar Cell)**

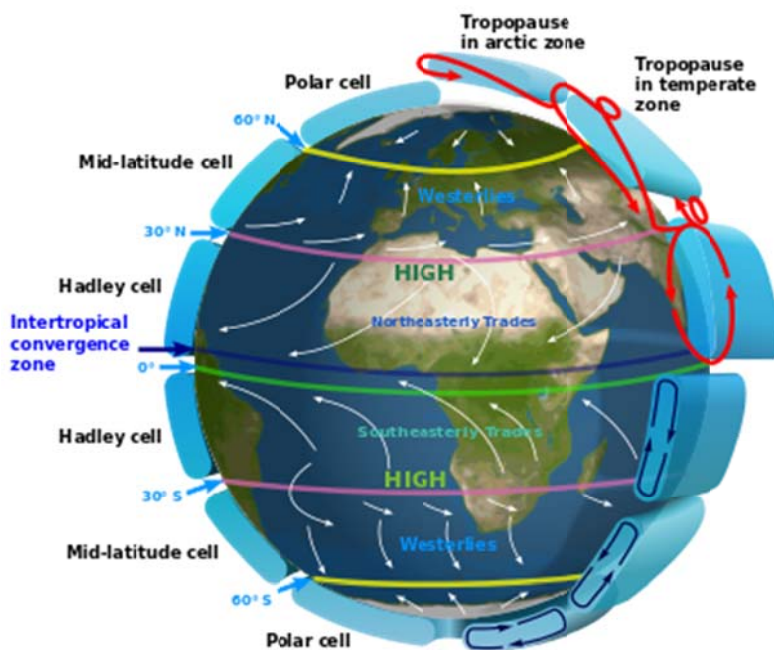
Η θεωρία της δημιουργίας του πολικού κυττάρου είναι παρόμοια με την αντίστοιχη για τη δημιουργία του κυττάρου Hadley. Η εκτεταμένη κάλυψη της επιφάνειας των πόλων από πάγο και/ή χιόνι έχει ως αποτέλεσμα τη δημιουργία ενός σχεδόν ομοιογενούς ατμοσφαιρικού στρώματος ως προς τη θερμοκρασία. Το γεγονός αυτό ευνοεί την εγκαθίδρυση ισοδύναμων βαροτροπικών συνθηκών (δηλαδή απουσία σημαντικών μεταβολών της θερμοκρασίας στην οριζόντια διεύθυνση) και την ανάπτυξη κυκλικών κινήσεων του ατμοσφαιρικού αέρα. Με τη βοήθεια και της δύναμης Coriolis αναπτύσσεται τελικά πάνω από τους πόλους μία καθαρά ζωνική ροή, χαρακτηριζόμενη από βόρειο-ανατολικούς ανέμους στο Β. και νότιο-ανατολικούς στο Ν. ημισφαίριο (polar easterlies) . Πάνω από την περιοχή των περίπου 60N/S γ. ημισφαίριο πλάτος επικρατούν ανοδικές κινήσεις εξαιτίας της σύγκλισης του ανέμου από τα μέσα γεωγραφικά πλάτη (κύτταρο Ferrel) και της “σύγκρουσης” του με τον κατά πολύ ψυχρότερο ατμοσφαιρικό αέρα των πολικών και υπο-πολικών περιοχών. Ένα μέρος του ανερχόμενου αυτού αέρα αποκλίνει τελικά προς τους πόλους, τροφοδοτώντας το λεγόμενο πολικό κύτταρο. Στο ύψος της πολικής τροπόπαυσης (~8 km), ο ατμοσφαιρικός αέρας κατέρχεται και φτάνοντας στην επιφάνεια αποκλίνει προς τα μέσα γεωγραφικά πλάτη για να “συναντηθεί” εκ νέου με τον ήπιο ατμοσφαιρικό αέρα που

μεταφέρει το κύτταρο Ferrel. Η κάθοδος του ατμοσφαιρικού αέρα πάνω από τους πόλους έχει ως αποτέλεσμα τη δημιουργία εκτεταμένων αντικυκλωνικών συστημάτων, τα οποία είναι περισσότερο γνωστά ως πολικοί αντικυκλώνες ή πολικά υψηλά (polar highs).

## Πολικός Αεροχείμαρρος

Οι πολικοί αεροχείμαρροι (polar jets ή jet streams) αποτελούν ταχέως κινούμενα ρεύματα αέρα (από δυσμάς προς ανατολάς) τα οποία, όπως και οι υποτροπικοί αεροχείμαρροι, έχουν μήκος χιλιάδων χιλιομέτρων, πλάτος εκατοτάδων χιλιομέτρων και πάχος λίγων μόνο χιλιομέτρων. Αν και υψηλή, η ταχύτητα στο κέντρο των πολικών αεροχειμάρρων είναι μικρότερη από την αντίστοιχη των υποτροπικών αεροχειμάρρων. Οι πολικοί αεροχείμαρροι εντοπίζονται πάνω από την περιοχή του υπο-πολικού χαμηλού, στις περίπου 60N/S γ. πλάτος, και σε ύψος περίπου 8-10 km. Ο μηχανισμός της δημιουργίας τους είναι παρόμοιος με το μηχανισμό της δημιουργίας των υποτροπικών αεροχειμάρρων.

Στο σημείο αυτό αξίζει να σημειώσουμε πως η δομή του πολικού κυττάρου και η συνακόλουθη θέση του πολικού μετώπου παίζουν σημαντικό ρόλο στη δημιουργία καιρού στα μέσα γεωγραφικά πλάτη, κυριότερα μάλιστα στα ανώτερα εξ' αυτών. Χαρακτηριστικό παράδειγμα αποτελεί η μετατόπιση προς νότο του πολικού μετώπου, η οποία είναι ικανή να οδηγήσει σε σημαντικές ψυχρές εισβολές. Επιπρόσθετα, η προς νότο ροή του ατμοσφαιρικού αέρα του πολικού κυττάρου έχει ως αποτέλεσμα τη δημιουργία των λεγόμενων πλανητικών κυμάτων (κύματα Rossby), τα οποία με τη σειρά τους παίζουν σημαντικό ρόλο στον καθορισμό της θέσης του πολικού αεροχειμάρρου.



Σχήμα

3.4

Τα χαμηλά και υψηλά βαρομετρικά συστήματα προκαλούν τις καθημερινές αλλαγές του καιρού. Η γήινη ατμόσφαιρα προκαλεί πίεση στην επιφάνεια. Η πίεση μετριέται σε hectopascals (hPa) ή millibars.

**Βαρομετρικό χαμηλό ή ύφεση ή κυκλώνας (Low)**, ονομάζεται το σύστημα το οποίο στην επιφάνεια του εδάφους παρουσιάζει χαμηλότερη ατμοσφαιρική πίεση από τη γύρω περιοχή, η οποία ελαττώνεται από την περιφέρεια προς το κέντρο. Σε ένα χάρτη καιρού η ύφεση απεικονίζεται με κλειστές ισοβαρείς καμπύλες και συμβολίζεται με το γράμμα X ή L(Low). Ο άνεμος γύρω από ένα χαμηλό κινείται αντίθετα από τους δείκτες του ρολογιού στο βόρειο ημισφαίριο. Το αντίθετο συμβαίνει στο νότιο ημισφαίριο. Εξαιτίας της δύναμης της τριβής, ο άνεμος συγκλίνει προς το κέντρο (convergence), με αποτέλεσμα τη δημιουργία ανοδικών κινήσεων πάνω από το σύστημα και τον σχηματισμό νεφών και βροχής. Γι αυτό μια ύφεση έχει σαν κύριο χαρακτηριστικό της την κακοκαιρία. Τα βαρομετρικά χαμηλά διαφέρουν μεταξύ τους ως προς την ένταση των φαινομένων, αλλά συνήθως χαρακτηρίζονται από νέφωση, βροχόπτωση, ισχυρούς ή και θυελλώδεις ανέμους. Η κίνηση των υφέσεων στα μέσα γεωγραφικά πλάτη (Βόρειο Ημισφαίριο) γίνεται από τα δυτικά προς τα ανατολικά.

**Βαρομετρικό υψηλό ή αντικυκλώνας (High)**, ονομάζεται το σύστημα το οποίο στην επιφάνεια του εδάφους παρουσιάζει υψηλότερη ατμοσφαιρική πίεση από τη γύρω περιοχή, η οποία αυξάνεται από την περιφέρεια προς το κέντρο. Ένας αντικυκλώνας ενισχύεται (intensify) όταν η πίεση στο κέντρο αυξάνεται, ενώ όταν η πίεση στο κέντρο του ελαττώνεται το σύστημα αποδυναμώνεται (decline). Σε ένα χάρτη καιρού το υψηλό απεικονίζεται με κλειστές ισοβαρείς καμπύλες και συμβολίζεται με το γράμμα Y ή H(High). Ο άνεμος γύρω από έναν αντικυκλώνα κινείται σύμφωνα με τους δείκτες του ρολογιού στο βόρειο ημισφαίριο. Το αντίθετο συμβαίνει στο νότιο ημισφαίριο. Εξαιτίας της δύναμης της τριβής, ο άνεμος αποκλίνει από το κέντρο (divergence). Ο αέρας τότε πάνω από το σύστημα κινείται προς τα κάτω (convergence) για να αντικαταστήσει τον αέρα που αποκλίνει. Ο αέρας, εξαιτίας αυτής της καθοδικής κίνησης, θερμαίνεται αδιαβατικά (adiabatic compression) με αποτέλεσμα να επικρατεί στην περιοχή καλοκαιρία και μέτριοι άνεμοι. Η βαροβαθμίδα (διαφορά βαρομετρικής πίεσης μεταξύ δύο περιοχών) που παρατηρείται σε ένα υψηλό είναι μικρότερη από μια ύφεση και έτσι οι άνεμοι είναι ασθενέστεροι. Οι τιμές της κεντρικής πίεσης των αντικυκλώνων που επηρεάζουν τη χώρα μας είναι από 1010 ως 1050 hPa.

Οι αντικυκλώνες, σε αντίθεση από τους κυκλώνες, δημιουργούνται από ένα είδος αέριας μάζας, δεν έχουν μέτωπα και διακρίνονται σε:

- Ψυχρούς ή Θερμούς ανάλογα με την τιμή της θερμοκρασίας και της πίεσης, καθ' ύψος πάνω από το κέντρο τους.

Στους ψυχρούς αντικυκλώνες ο αέρας στα κατώτερα στρώματα της ατμόσφαιρας είναι πιο ψυχρός από τον αέρα στις γειτονικές περιοχές, (π.χ. ο Σιβηρικός, ο Καναδικός κ.α.- εποχικοί)

Στους θερμούς αντικυκλώνες ο αέρας σε όλες τις στάθμες είναι πιο θερμός από τον αντίστοιχο που περιβάλλει τον αντικυκλώνα, (π.χ. ο αντικυκλώνας των Αζορών- μόνιμοι).

- Μόνιμους, εποχικούς και τους κινητούς ανάλογα με την κινητική τους κατάσταση, τη συμπεριφορά τους και τη συχνότητα παραμονής τους σε μια τοποθεσία:

**Μόνιμοι:** Επικρατούν πάνω από ωκεανούς και θάλασσες σε όλη τη διάρκεια του έτους και από άποψη θερμοκρασίας μπορούν να χαρακτηριστούν ως θερμοί. Τα πιο γνωστά μόνιμα συστήματα αντικυκλώνων είναι ο αντικυκλώνας των Αζορών (ή Β. Ατλαντικού), του Ν. Ατλαντικού, του Ν. Ινδικού και του Β & Ν Ειρηνικού. Ο Αζορικός αντικυκλώνας που εξαπλώνεται στην δυτική

Ευρώπη το καλοκαίρι σε συνδυασμό με το θερμικό χαμηλό της Ινδίας δίνει τα μελέμια ( Ετήσιες) στην Ελλάδα.

**Εποχικοί:** Επικρατούν πάνω από εκτεταμένες ηπειρωτικές εκτάσεις κατά τη διάρκεια του χειμώνα και έτσι χαρακτηρίζονται ως ψυχροί. Τα πιο γνωστά εποχιακά συστήματα υψηλών πιέσεων είναι ο Σιβηρικός αντικυκλώνας και του Καναδά.

**Κινητοί:** Σχηματίζονται σε περιοχές μεγάλων γεωγραφικών πλατών. Μετακινούνται όμως γρήγορα προς τα μέσα γεωγραφικά πλάτη μεταφέροντας πολύ ψυχρές αέριες μάζες. Σ' αυτούς οφείλονται συνήθως οι ψυχρές εισβολές των εύκρατων και υποτροπικών περιοχών.

### 3.2 Σύστημα διαμόρφωσης και διαχείρισης καιρού

Κατά τα τελευταία τριάντα περίπου χρόνια, βλέπουμε ολοένα και περισσότερο να αλλάζει ο καιρός, να μην υπάρχουν οι 4 εποχές, οι οποίες βασικά έχουν γίνει δύο, μια παρατεταμένη άνοιξη και μετά καλοκαίρι, κ.ο.κ, με ενδιάμεσα πολλά ακραία φαινόμενα. Το αποτέλεσμα είναι, να μπερδεύονται ακόμα και τα λουλούδια και τα δέντρα πότε να ανθίσουν και τα ακραία φαινόμενα, σε όποιες περιοχές παρουσιάζονται, να καταστρέφουν τις καλλιέργειες. Να υπάρχει ανομβρία, ξηρασία, εκδήλωση πυρκαγιών σχεδόν παντού και κάθε μέρα, το δε βασικότερο η λειψυδρία και ο κίνδυνος να μην έχουμε νερό να πιούμε. Δικαίως λέγεται ότι ο επόμενος παγκόσμιος πόλεμος δε θα είναι ενεργειακός, αλλά από την έλλειψη ή τη διεκδίκηση του νερού.

Κατά καιρούς έχουν αναφερθεί και προσφερθεί διάφορα συστήματα, ακριβά τις περισσότερες φορές, για να τροποποιήσουν και να διαμορφώσουν τον καιρό σε τοπικό επίπεδο. Όμως, μέχρι τώρα κανένα από αυτά δεν έχει γίνει ευρέως αποδεκτό, πρακτικά εφαρμόσιμο και ικανοποιητικό στην αποτελεσματικότητα. Μερικά παραδείγματα τέτοιων συστημάτων είναι ο βομβαρδισμός των σύννεφων με κανόνια, αεροπλάνα, κλπ.

Σήμερα, είναι διαθέσιμο και πρακτικά πολύ αποτελεσματικό, ένα σύστημα για τη διαμόρφωση και διαχείριση του καιρού σε τοπικό επίπεδο, κατά παραγγελία. Αυτό το σύστημα έχει δημιουργηθεί για να καλύπτει απαιτήσεις που επιβάλλονται σε περιοχές όπως: επείγουσα ανάγκη, περιβαλλοντική ασφάλεια, βέλτιστη κατανάλωση ισχύος, υψηλή αποτελεσματικότητα δαπανών, γρήγορη παράταξη και λειτουργική απόδοση, αξιοπιστία, ευελιξία και απλότητα στη χρήση.

Με βάση τις παραπάνω αρχές, η εταιρία ASTech έχει αναπτύξει τη θεωρητική βάση και τον εξοπλισμό που αποτελούν το συγκρότημα των μέσων για τη διαμόρφωση και διαχείριση του καιρού σε μια δεδομένη περιοχή. Αυτό το συγκρότημα των μέσων αναφέρεται ως “Τεχνολογία Διαμόρφωσης των Τοπικών Ατμοσφαιρικών Διαδικασιών”

(Influence on the Local Atmospheric Processes - ILAP Technology) ή με πιο απλά λόγια καιρός κατά παραγγελία. Ο εξοπλισμός του μπορεί να χρησιμοποιηθεί για:

- την πρόκληση βροχόπτωσης ή χιονόπτωσης σε περιοχές ενδιαφέροντος,
- την αύξηση της ποσότητας βροχής (ύψος βροχής σε mm) .
- το διασκορπισμό των νεφών με αποτέλεσμα τη δημιουργία καλού και ηλιόλουστου καιρού.
- τη διάλυση της ομίχλης και την αποτροπή δημιουργία της.
- την εξάλειψη του νέφους της αιθαλομίχλης πάνω από πόλεις, βιομηχανικές περιοχές, ανοικτά ορυχεία, κ.λπ.

Μπορεί άριστα να εφαρμοστεί στους παρακάτω τομείς:

- στη Γεωργία: για πρόληψη της χαλαζόπτωσης, εξασφάλιση προϋποθέσεων ποτίσματος, έγκαιρο τερματισμό ή μείωση της βροχής κατά την περίοδο της συγκομιδής της αγροτικής παραγωγής (βελτιστοποίηση της απόδοσης της παραγωγής με τον έλεγχο του καιρού κατά τη συγκομιδή και την αποτροπή καταστροφής της λόγω χαλαζόπτωσης).
- για εξασφάλιση παροχής νερού: στις πόλεις και άλλες περιοχές, όπου απαιτείται διατήρηση ή αύξηση του απαραίτητου επιπέδου στους ταμιευτήρες υδρο-αποθήκευσης ή υδροδότησης.
- για διατήρηση ικανοποιητικού ύψους χιονιού: στα χιονοδρομικά κέντρα – θέρετρα σκι (όπου απαιτείται ποσότητα και ποιότητα χιονιού για εξασφάλιση των απαραίτητων προϋποθέσεων εύρυθμης λειτουργίας εγκαταστάσεων χειμερινού αθλητισμού κατά τη διάρκεια της λειτουργίας τους).
- στην Αεροπλοΐα και Ναυσιπλοΐα: για την εξασφάλιση των απαραίτητων αποστάσεων ορατότητας και της βάσης νεφών.
- στην καταπολέμηση δασικών πυρκαγιών: για πρόκληση βροχόπτωσης ή αύξηση της έντασής της, με ελαχιστοποίηση του ενδεχομένου πρόκλησης πυρκαγιάς και επίτευξη μείωσης της ξηρασίας).
- στη δημιουργία κατάλληλων προϋποθέσεων για την πραγματοποίηση κοινωνικών και αθλητικών γεγονότων, φεστιβάλ, κ.λπ. (δημιουργία-εξασφάλιση συνθηκών καλού καιρού).
- στην υποστήριξη της προστασίας του περιβάλλοντος: με τη δημιουργία προϋποθέσεων εξασφάλισης υδάτινων αποθεμάτων αποτρέπεται η αλάτωση του εδάφους και προλαμβάνεται η ξηρασία του (εξάλειψη της ανομβρίας-λειψυδρίας και της ξηρασίας).

Αυτή η τεχνολογία είναι βασισμένη στη μέθοδο ηλεκτρικού ιονισμού του αέρα με την εκπομπή ηλεκτρονίων (αρνητικά φορτισμένα ιόντα οξυγόνου) που δημιουργούνται από γεννήτριες παραγωγής ιόντων ή ιονιστές. Τα ηλεκτρόνια συνδέονται με ουδέτερα μόρια και προκύπτουν τα αρνητικά μοριακά ιόντα, τα οποία γίνονται κέντρα, γύρω από τα οποία συνδέονται τα ουδέτερα μόρια.

Στο φυσικό περιβάλλον του αέρα, τα ηλεκτρόνια συνδέονται συνήθως με ουδέτερα μόρια νερού δημιουργώντας μικροσκοπικές σταγόνες. Το μόριο του νερού παίρνει μέρος σε αυτήν τη διαδικασία λόγω της ηλεκτρικής πόλωσής του ως διακριτό (ξεχωριστό) από τα μόρια του υδρογόνου και του οξυγόνου του αέρα.

Όταν συνδέονται τα μόρια του νερού, εμφανίζεται η θερμική ισχύς εκπομπής, η οποία παρουσιάζεται σε υψηλότερες θερμοκρασίες του αέρα. Η μόνιμη εκπομπή των ηλεκτρονίων από την γεννήτρια παραγωγής ιόντων προκαλεί τη μόνιμη θέρμανση του αέρα, που έχει ως αποτέλεσμα το σταθερά ανοδικό του ρεύμα. Αυτό το ανοδικό ρεύμα αέρα μεταφέρει ένα μεγάλο ποσό ατμοσφαιρικής υγρασίας.

Κατά τη διαδρομή προς την ανώτερη ατμόσφαιρα, ο αέρας ψύχεται. Η ατμοσφαιρική υγρασία συμπυκνώνεται, δημιουργώντας σύννεφα ή εντείνοντας τα ήδη υπάρχοντα, έτσι ώστε να προκαλείται η βροχή (πτώση υδροσταγονιδίων).

Τα ανοδικά ρεύματα αέρα προκαλούν αντισταθμιστικά καθοδικά ρεύματα αέρα που ενισχύουν ή επιβάλλουν το διασκορπισμό των νεφών και της ομίχλης. Το ύψος και η ένταση των ανοδικών ρευμάτων αέρα ρυθμίζονται ανάλογα με τους στόχους και τη ρύθμιση των παραμέτρων λειτουργίας των γεννητριών παραγωγής ιόντων.

Το ανοδικό ή καθοδικό ρεύμα αέρα δημιουργείται ανάλογα με τους στόχους για κάθε υπονήφια περιοχή. Με αυτόν τον τρόπο, είναι δυνατό να δημιουργηθούν αντίθετα αποτελέσματα όταν αυτά απαιτούνται: πρόκληση βροχόπτωσης ή διάλυση /αραίωση νεφών και ομίχλης.

Οι αρχές στις οποίες βασίζεται αυτή η νέα τεχνολογία δίνει τη δυνατότητα, ανάλογα με τις απαιτήσεις, για έλεγχο της πτώσης υδροσταγονιδίων (βροχής), του διασκορπισμού της ομίχλης και

την αποτελεσματική βελτίωση της αστικής οικολογίας, ως αποτέλεσμα της μείωσης του επιπέδου της ατμοσφαιρικής ρύπανσης..

Σχετίζεται με μια τοπική μόνο επίδραση στις ατμοσφαιρικές συνθήκες για μια περιοχή από 100 έως και 500 km<sup>2</sup>. Με τη διακοπή της παραγωγής ιόντων, ο καιρός αποκτά το φυσικό του χαρακτήρα, όπως είναι συνήθως, για τη συγκεκριμένη περιοχή.

Ένα συγκρότημα περιλαμβάνει 3 - 5 μονάδες. Κάθε μια μονάδα αποτελείται από μια συμπαγή γεννήτρια παραγωγής ιόντων με διαστάσεις 1,5 x 1,5 x 2m, μια μονάδα παροχής ηλεκτρικού ρεύματος που λειτουργεί από το κεντρικό δίκτυο με 220-240V ή από μπαταρία με 12-24V και μια μονάδα ελέγχου με το λογισμικό της. Η ενέργεια που καταναλώνεται από ένα τέτοιο συγκρότημα δεν ξεπερνάει τη μία (1) kWh.

Ο εξοπλισμός είναι απλός στη χρήση και μπορεί εύκολα και γρήγορα να αναπτυχθεί σε οποιαδήποτε επιλεγμένη περιοχή.

Αυτή η ηλεκτρική μέθοδος ενεργού επιρροής δεν προκαλεί κανέναν κίνδυνο για την ανθρώπινη υγεία και το περιβάλλον. Μετρήσεις ελέγχων έχουν δείξει ότι το επίπεδο εκπομπής του ηλεκτρομαγνητικού πεδίου των γεννητριών ιόντων δεν υπερβαίνει τις φυσιολογικές τιμές μέσα σε ακτίνα 20m από το σημείο της θέσης του που έχει τοποθετηθεί ο εξοπλισμός.

Συμπερασματικά, μπορεί να ειπωθεί ότι η συγκεκριμένη τεχνολογία έχει σχεδιαστεί για να φροντίζει τόσο τη φύση, όσο και τον άνθρωπο.

## ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4 : ΕΙΔΗ ΑΝΕΜΩΝ-ΠΛΑΝΗΤΙΚΟΙ ΑΝΕΜΟΙ

### 4.1 Γενικές έννοιες

Άνεμος ονομάζεται η οριζόντια, κυρίως, κίνηση μεγάλων μαζών του ατμοσφαιρικού αέρα. Η διεύθυνση και η ταχύτητα ή ένταση του ανέμου είναι τα δυο κύρια χαρακτηριστικά του.

A. Γένεση των ανέμων: Τρεις είναι οι βασικοί παράγοντες που δημιουργούν και διαμορφώνουν τις κινήσεις του ατμοσφαιρικού αέρα:

α) Η περιστροφή της Γης γύρω από τον άξονα της, β) η ηλιακή ενέργεια που απορροφά η ατμόσφαιρα και η επιφάνεια του εδάφους και γ) η ανομοιομορφία του γήινου ανάγλυφου.

Εξαιτίας αυτών των τριών παραγόντων, η κατανομή της ατμοσφαιρικής πίεσης στην επιφάνεια της Γης δεν είναι ομοιόμορφη και η διαφορά πιέσεων που δημιουργείται, εξαναγκάζει τις αέριες μάζες να κινηθούν, για να αντισταθμίσουν αυτή τη διαφορά.

Τόσο οι μεγάλες, όσο και οι μικρές μεταβολές της πίεσης οφείλονται προπάντων στις δυνάμεις που δημιουργούνται κατά τη μετατροπή της θερμικής ηλιακής ενέργειας σε κινητική ενέργεια των μαζών του αέρα. Η μετατροπή αυτή αποτελεί ένα από τα δυσκολότερα προβλήματα της Μετεωρολογίας.

Οι δυνάμεις που υπεισέρχονται στη δημιουργία των ανέμων είναι οι εξής:

α) Η δύναμη της βαροβαθμίδας. Εξαιτίας της βαρύτητας, ο ατμοσφαιρικός αέρας ασκεί πίεση στα διάφορα ατμοσφαιρικά στρώματα και, κατά συνέπεια, συμπιέζεται. Όταν όμως υπάρχει διαφορά πιέσεων μεταξύ γειτονικών περιοχών, εμφανίζεται μια δύναμη (η δύναμη της βαροβαθμίδας) η οποία τείνει να μετακινήσει τα μόρια του αέρα προς την περιοχή της χαμηλότερης πίεσης με ταχύτητα ανάλογη με τη διαφορά πιέσεων (βαροβαθμίδα).

β) Η οριζόντια εκτροπική δύναμη που οφείλεται στην περιστροφή της Γης. Όπως συμβαίνει σε κάθε σωματίδιο που κινείται ελεύθερα, χωρίς την επίδραση οποιασδήποτε δύναμης, έτσι και ο ατμοσφαιρικός αέρας που κινείται, δέχεται φαινομενικά μια εκτροπή σε σχέση με την επιφάνεια της Γης. Η εκτροπή αυτή οφείλεται στην περιστροφή της Γης γύρω από τον άξονά της. Η δύναμη που προκαλεί αυτήν την εκτροπή, ονομάζεται δύναμη Coriolis. Για το λόγο αυτό, κάθε μόριο του

αέρα που κινείται στο βόρειο ημισφαίριο, δέχεται μια συνεχή εκτροπή της κίνησής του προς τα δεξιά, ενώ στο νότιο ημισφαίριο η εκτροπή αυτή είναι προς τα αριστερά.

γ) Η φυγόκεντρη δύναμη. Τα μόρια του αέρα επειδή ακολουθούν την κίνηση της Γης, συμμετέχουν σε μια κυκλική κίνηση· επομένως, επενεργεί πάνω τους η φυγόκεντρη δύναμη:  $F = m \cdot v^2 / r$  όπου  $m$  η μάζα του μορίου που κινείται  $v$  η ταχύτητα του και  $r$  η ταχύτητα της κυκλικής τροχιάς του.

δ) Η δύναμη της τριβής. Η δύναμη της τριβής "υπαισέρχεται", όταν ο ατμοσφαιρικός αέρας που κινείται βρίσκεται σ' επαφή με την επιφάνεια της Γης. Η δύναμη αυτή ενεργεί αντίθετα στην κίνηση του αέρα, και το μέγεθός της εξαρτάται από την ταχύτητα του ανέμου και από την ταχύτητα της περιστροφής της επιφάνειας του εδάφους (περιστροφή της Γης γύρω από τον άξονά της). Δυνάμεις τριβής αναπτύσσονται επίσης όταν αλληπάλλληλα στρώμα τα αέρα κινούνται πάνω από την επιφάνεια της Γης με διαφορετικές ταχύτητες.

B. Διεύθυνση του ανέμου: Ως σημείο αναφοράς για το χαρακτηρισμό της διεύθυνσης του ανέμου, παίρνεται το σημείο του ορίζοντα από το οποίο πνέει ο άνεμος. Η κίνηση του ανέμου θεωρείται, κατά προσέγγιση, οριζόντια και ευθύγραμμη, για την ευκολότερη περιγραφή της κίνησής του. Έτσι π.χ. βόρειος άνεμος είναι αυτός που προέρχεται από το βορά και κατευθύνεται προς το νότο (σε σχέση με τη θέση του παρατηρητή).

Γενικά χρησιμοποιούνται δυο τρόποι για τη διατύπωση της διεύθυνσης του ανέμου: σύμφωνα με τον πρώτο, ο κύκλος του ορίζοντα διαιρείται σε όγδοα ή δέκατα έκτα ή τριακοστά δεύτερα και τα χαρακτηριστικά των διάφορων σημείων του ανεμολογίου αυτού, είναι τα ίδια με τα χαρακτηριστικά που αναγράφονται στην περιφέρεια του κινητού πλαισίου (ανεμολογίου) της μαγνητικής βελόνας της ναυτικής πυξίδας. Σύμφωνα με το δεύτερο τρόπο, ο ρόδακας των ανέμων στο ναυτικό ανεμολόγιο διαιρείται σε 32 ρόμβους ( $3600/32$ ) οι οποίοι αριθμούνται από 1-32, κατά τη φορά των δειχτών του ρολογιού, και με αφετηρία το σημείο του βορά, ενώ στο μετεωρολογικό ανεμολόγιο η αρίθμηση γίνεται σε δεκάμοιρα. Το σημείο του βορά αντιστοιχεί στο γεωγραφικό, και όχι στο μαγνητικό βορά.

Τα όργανα και οι συσκευές που δείχνουν τη διεύθυνση του ανέμου ονομάζονται ανεμοδείχτες. Μπορούμε, όμως, να προσδιορίσουμε τη διεύθυνση του αέρα με απλή παρατήρηση διάφορων φαινομένων, π.χ. παρατηρώντας την κατεύθυνση του καπνού, την κλίση των σταχυών ή των κορυφών των δέντρων, την κίνηση των κυμάτων κ.λπ. Ακόμα, αν βρέξουμε την άκρη ενός δαχτύλου και το σηκώσουμε κατακόρυφα, την πλευρά του δαχτύλου που είναι προς το σημείο του ορίζοντα από το οποίο φυσά ο άνεμος, θα την αισθανθούμε ψυχρότερη. Υπάρχουν και διάφοροι άλλοι τρόποι για τον προσδιορισμό της διεύθυνσης του ανέμου.



Γ. Ταχύτητα του ανέμου: Η ταχύτητα του ανέμου ορίζεται ως το διάστημα που διανύει η αέρια μάζα στη μονάδα του χρόνου. Είναι πολύ δύσκολος, βέβαια, ο προσδιορισμός της πραγματικής ταχύτητας των μορίων του αέρα, γι' αυτό μετριέται η ταχύτητα την οποία προσδίνει ο άνεμος σε διάφορα ελαφρά σώματα (φτερά, καπνό, σύννεφα, μικρά αερόστατα), τα οποία παρασύρει.

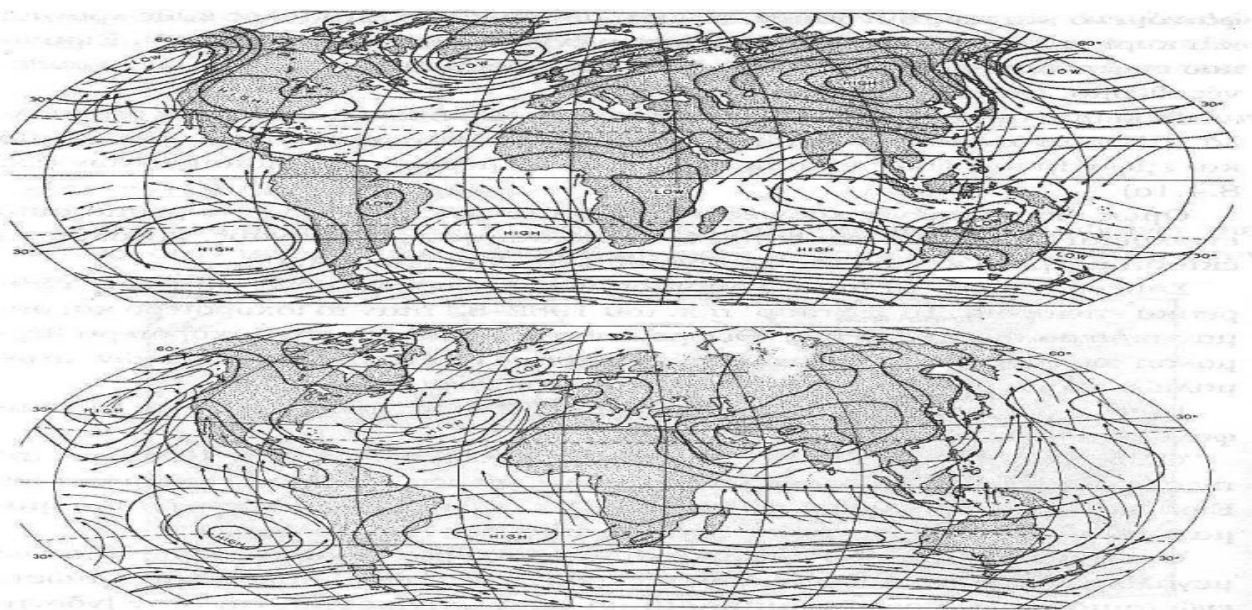
Οι μονάδες μέτρησης της ταχύτητας του ανέμου είναι οι εξής: μέτρα ανά δευτερόλεπτο (m/sec), χιλιόμετρα ανά ώρα (km/h), μίλια (1.609 μ.) ανά ώρα (m.p.h.), αγγλικά πόδια ανά δευτερόλεπτο (ft/sec) και κόμβοι (1.852 ν.μ/h). Ο προσδιορισμός της ταχύτητας (ή έντασης) του ανέμου γίνεται ή εμπειρικά (χωρίς όργανο) ή με τη βοήθεια ειδικών οργάνων (ανεμόμετρα).

Προσδιορίζουμε την ταχύτητα εμπειρικά, παρατηρώντας την κίνηση διάφορων αντικειμένων ή τις ζημιές ή καταστροφές που προκαλεί ο άνεμος με τη σφοδρότητά του. Στην εμπειρική παρατήρηση είναι στηριγμένη και η ανεμομετρική κλίμακα που έχει συντάξει ο ναύαρχος Beaufort, από τον οποίο πήρε το όνομα της (μπωφόρ). Η αρχική κλίμακα βασιζόταν στην εκτίμηση της σφοδρότητας (ταχύτητας) του ανέμου στη θάλασσα, ανάλογα με τα αποτελέσματα που προκαλεί η πνοή του στα πανιά των πλοίων. Με την κατάργηση των ιστιοφόρων, άλλαξαν και τα κριτήρια, ενώ οι βαθμίδες της κλίμακας αυξήθηκαν από 13 σε 18.

Δ. Χρησιμότητα του ανέμου: Οι άνεμοι συμβάλλουν στην οικονομία των διάφορων χωρών, γιατί τους χρησιμοποιούν ως ενέργεια στην κίνηση των ανεμόμυλων (νησιά του Αιγαίου), στην άντληση νερού (Ολλανδία, οροπέδιο Λασιθίου Κρήτης) και στην κίνηση των ιστιοφόρων πλοίων. Επίσης μειώνουν τα κρύο, ανανεώνουν τον ατμοσφαιρικό αέρα και, μεταφέροντας υδρατμούς, βοηθούν στη δημιουργία νεφώσεων και βροχών.

## 4.2 Οι πλανητικοί επιφανειακοί άνεμοι

Η δύναμη βαροβαθμίδας είναι, ως γνωστόν, το κύριο αίτιο για την μετακίνηση αερίων μαζών δηλ. για τη δημιουργία ανέμων γενικώς.



Σχήμα 4.1

Προϋπόθεση δημιουργίας τέτοιας δύναμης είναι η ανισότροπη γεωγραφική κατανομή της ατμοσφαιρικής πίεσης σε μια εκτεταμένη γεωγραφική περιοχή.

Στο σχήμα απεικονίζεται η υπάρχουσα ανισότροπη γεωγραφική κατανομή της πίεσης στον πλανήτη μας κατά τους μήνες: Ιανουάριο και Ιούλιο.

Στο σχήμα 4.1 αυτό τα βέλη δείχνουν τη μορφή της μέσης επιφανειακής ροής (πλανητικοί άνεμοι) ανά γεωγραφική περιοχή. Αξιοσημείωτη είναι η στροβιλοειδής ροή γύρω από τις κεντρικές περιοχές των 5 μόνιμων Αντικυκλώνων.

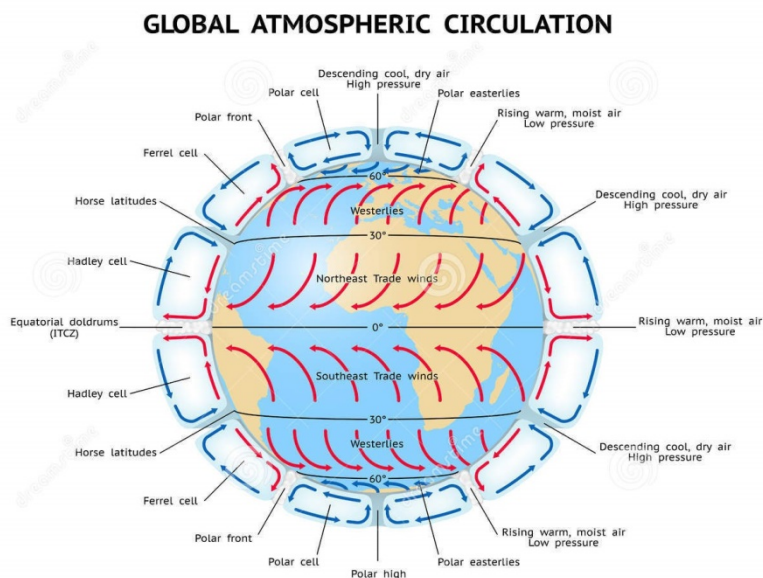
## 4.3 Ισημερινοί, Αληγείς, Δυτικοί και Πολικοί Άνεμοι

**Ισημερινοί άνεμοι (doldrums):** Υπάρχει μία ζώνη χαμηλών πιέσεων στη γήινη επιφάνεια κοντά στον Ισημερινό, γνωστή και ως ζώνη των Ισημερινών νηνεμιών. Οι άνεμοι είναι ασθενείς με μεταβλητές διευθύνσεις. Οι μέρες είναι ζεστές και υγρές συχνά εκδηλώνονται καταιγίδες και τότε παρατηρούνται σύντομες περίοδοι με ισχυρούς ανέμους.

**Αληγεῖς άνεμοι (trade winds):** Οι Αληγεῖς άνεμοι βρίσκονται μεταξύ της ζώνης των χαμηλών πιέσεων του Ισημερινού και των υψηλών πιέσεων των γεωγραφικών πλατών 30 μοιρες με 35 μοιρων, τόσο Β, όσο και Ν. Οι Αληγεῖς του Βόρειου ημισφαιρίου έχουν ΒΑ διεύθυνση, ενώ αυτοί του Νότιου έχουν ΝΑ διεύθυνση. Οι Αληγεῖς γενικότερα, συμπεριλαμβάνονται μεταξύ των σταθερότερων ανέμων και πνέουν για ημέρες ή ακόμα και για εβδομάδες. Έχουν μέση ένταση 4 μποφόρ και είναι ισχυρότεροι στο Βόρειο Ατλαντικό και Βόρειο Ειρηνικό το καλοκαίρι. Οι καιρικές συνθήκες στη ζώνη των Αληγών ή ακόμα της ζώνης αυτής η ορατότητα είναι συχνά περιορισμένη λόγω ομίχλης ή ακόμα λόγω άμμου ή σκόνης.

**Αυτικοί άνεμοι (prevailing westerlies):** Αποκτούν ΝΔ διεύθυνση στο Βόρειο ημισφαίριο με μέση ένταση 5-6 μποφόρ αλλά το χειμώνα πάνω από 8 μποφόρ και ΒΔ στο Νότιο με μέση ένταση στη διάρκεια του έτους 5-6 μποφόρ. Εμφανίζονται μεταξύ των γεωγραφικών πλατών 35 μοιρες και 60 μοιρων. Ο καιρός στη ζώνη αυτή είναι πολύ ευμετάβλητος και με έντονα φαινόμενα.

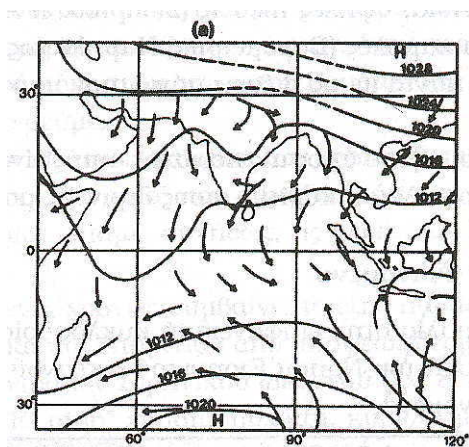
**Πολικοί άνεμοι (polar winds):** Εξαιτίας των χαμηλών τιμών θερμοκρασίας στους γεωγραφικούς πόλους, οι επιφανειακοί πίεση τείνει να είναι υψηλότερη απ' αυτήν των γύρω περιοχών. Οι άνεμοι αποκτούν ΒΑ διεύθυνση στην Αρκτική και ΝΑ στην Ανταρκτική. Οι άνεμοι στον Αρκτικό ωκεανό είναι μεταβλητοί και σπάνια παρατηρούνται σφοδροί επιφανειακοί άνεμοι. Στην Ανταρκτική, οι άνεμοι παραμένουν σφοδροί καθ' όλη τη διάρκεια του έτους.



Σχήμα

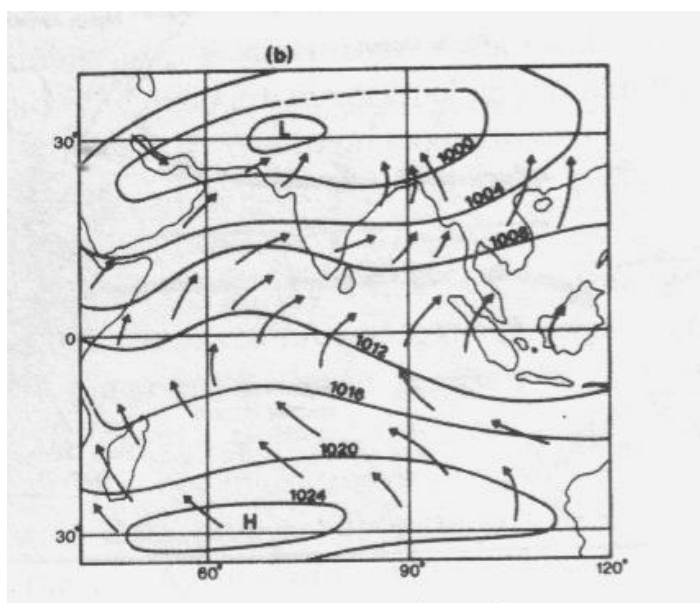
## 4.4 Μουσσώνες

Στην περιοχή του Ινδικού ωκεανού – Ινδονησία (και μόνο) παρατηρείται μια χαρακτηριστική ανωμαλία στην επιφανειακή ατμοσφαιρική ροή. Στο Σχ.4.3α απεικονίζεται η ανωμαλία αυτή που είναι γνωστή με τον όρο « Μουσσωνική κυκλοφορία». Οι επιφανειακοί αυτοί άνεμοι ονομάζονται απλά μουσσώνες από την Αραβική λέξη Musin που σημαίνει εποχή.



Σχήμα 4.3α

«**Θερινοί μουσσώνες**». Κατά τη διάρκεια της θερινής περιόδου η επικρατούσα ροή στην εν λόγω γεωγραφική περιοχή αντιστρέφεται. Επικρατεί δηλ. έντονη επιφανειακή ροή από τη θάλασσα προς τη ξηρά. Οι άνεμοι αυτοί λόγω προέλευσης είναι σημαντικά υγροί και δροσεροί.



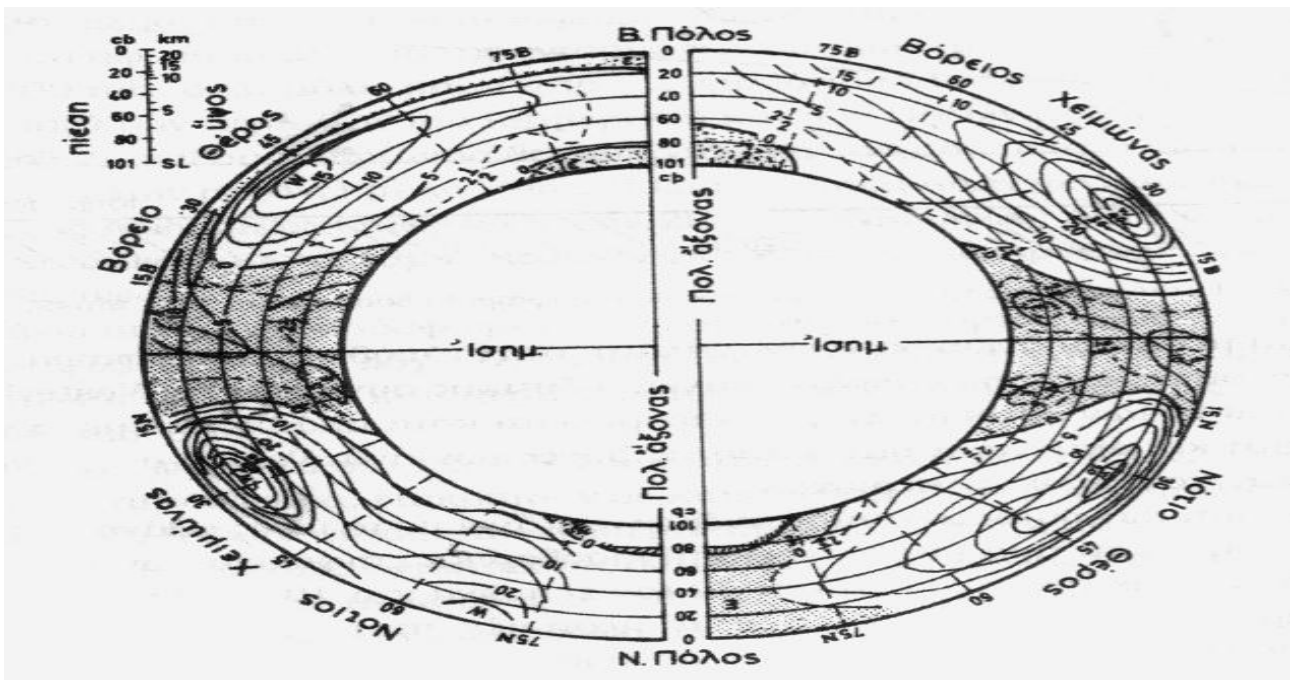
Σχήμα 4.3β

Τα αίτια της κυκλοφορίας του είδους αυτού είναι η διαφορετική θέρμανση μεταξύ ξηράς και θάλασσας σε εποχιακή κλίμακα χρόνου.

Στην Ασία διαπιστώνεται ένα μεγάλο ετήσιο θερμομετρικό εύρος. Αυτό έχει ως συνέπεια τη χειμερινή μεν περίοδο να επικρατούν πάνω στη Βόρεια και Κεντρική Ασία υψηλές πιέσεις (Σιβηρικός Αντικυκλώνας) ενώ στην περιοχή του Ινδικού ωκεανού επικρατούν σχετικά χαμηλότερες πιέσεις, λόγω των υψηλότερων θερμοκρασιών. Έτσι η δύναμη βαροβαθμίδας που είναι το κύριο αίτιο αυτής της ροής κατά τη χειμερινή περίοδο έχει φορά από τη ξηρά προς τη θάλασσα και έτσι αναπτύσσονται και συντηρούνται οι χειμερινοί μουσσώνες.

Κατά τη θερινή περίοδο ο Σιβηρικός Αντικυκλώνας εξαφανίζεται και στην περιοχή του Πακιστάν – ΝΑ Ασία εμφανίζεται το γνωστό « Βαρομετρικό Χαμηλό του Πακιστάν» Οι πιέσεις τώρα στον Ινδικό ωκεανό είναι σχετικά μεγαλύτερες εκείνων της ΝΑ Ασίας, γιατί η θάλασσα έχει μικρότερες θερμοκρασίες από τη ξηρά κατά τη θερμή περίοδο. Η δύναμη βαροβαθμίδας έχει τώρα φορά από τη θάλασσα προς τη ξηρά και συντηρεί έτσι τους θερινούς μουσσώνες. Το ετήσιο βροχομετρικό ύψος της περιοχής αυτής είναι το μεγαλύτερο στον πλανήτη μας και οφείλεται, κυρίως, στους θερινούς μουσσώνες.

#### 4.5 Πλανητικοί άνεμοι ανώτερης ατμόσφαιρας



Σχήμα 4.4

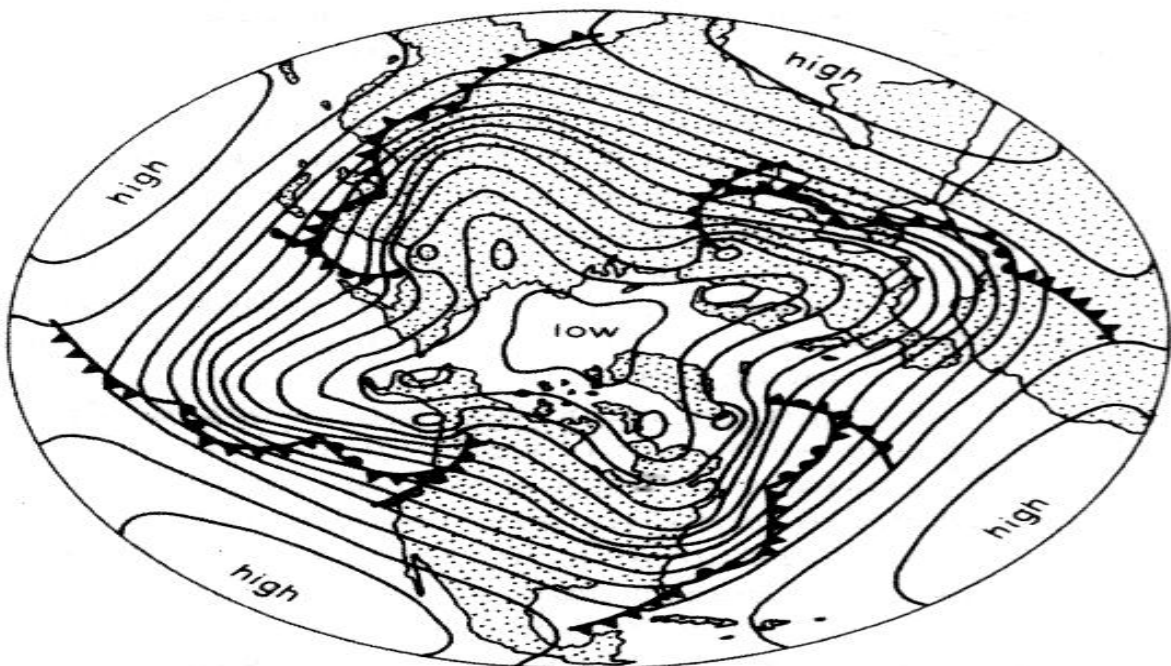
Στο Σχήμα 4.4 παρουσιάζεται η μέση ροή, στα δύο ημισφαίρια, τόσο κατά το χειμώνα όσο και κατά το καλοκαίρι, από την επιφάνεια του εδάφους μέχρι το ύψος της ισοβαρικής επιφάνειας των 50 hPa.

Όπως είναι φανερό: α) στα μικρά γεωγρ. πλάτη οι επικρατούντες άνεμοι είναι ανατολικής συνιστώσας, β) στα μέσα και ανώτερα γεωγρ. πλάτη επικρατούν άνεμοι δυτικής συνιστώσας. Η ένταση αυτών των δυτικών ανέμων αυξάνει με το ύψος φθάνοντας έτσι τη μέγιστη μέση τιμή των 40 m/sec στην ισοβαρική επιφάνεια των 200 hPa και σε γεωγρ. πλάτος 30-40°. γ) Στην περιοχή των πόλων μέσα στην ελεύθερη ατμόσφαιρα επικρατούν, σε κάποιο βαθμό, άνεμοι ανατολικής συνιστώσας.

#### 4.6 Τα κύματα Rossby στην ατμόσφαιρα

Από την εξέταση των επικρατούντων στην ανώτερη ατμόσφαιρα ανέμων προκύπτει ότι η κίνησή τους δεν είναι απλή και γραμμική αλλά ένα σύστημα κυματισμών σε όλη την έκταση του κάθε ημισφαιρίου.

Για τους κυματισμούς αυτούς πρώτος μίλησε το 1939 ο Carl G. Rossby και γι' αυτό σήμερα είναι γνωστοί με τον όρο "μακρά κύματα Rossby"



Σχήμα 4.5

Στο Σχήμα 4.5 παρουσιάζεται ένα πρότυπο της μέσης αυτής κυκλοφορίας των δυτικών ανέμων, στην ισοβαρική επιφάνεια των 500 hPa σε ημισφαιρική βάση μαζί βέβαια με τα μέτωπα επιφάνειας.

Όπως παρατηρούμε το πρότυπο αυτό περιλαμβάνει 4 κύματα Rossby. Ο αριθμός αυτός κυμαίνεται από 3 μέχρι 6.

## 4.7 Άλλα είδη ανέμων

**Ημερήσιοι άνεμοι** δημιουργούνται κατά τη διάρκεια του 24ώρου εξαιτίας της διαφοράς της θερμοκρασίας (που παρατηρείται τη νύχτα ή τη μέρα) μεταξύ ξηράς και θάλασσας ή μεταξύ ορεινών και πεδινών περιοχών. Τέτοιοι άνεμοι είναι:

α) Η θαλάσσια αύρα ή μπάτης. Το δροσερό αεράκι που φυσά από τη θάλασσα το καλοκαίρι. Ο άνεμος αυτός οφείλεται στη διαφορά θερμοκρασίας ανάμεσα στη θάλασσα και στη στεριά. Επειδή δηλ. η στεριά θερμαίνεται ευκολότερα από τη θάλασσα κατά τη διάρκεια της μέρας, ο αέρας της ανεβαίνει ψηλά, και τότε ψυχρότερος αέρας από τη θάλασσα ορμά να καταλάβει τη θέση του. Έτσι δημιουργείται ο μπάτης.

β) Απόγειος αύρα. Κατά τη νύχτα η στεριά κρυώνει γρηγορότερα και η θάλασσα έχει υψηλότερη θερμοκρασία. Τότε ο αέρας που βρίσκεται πάνω από την επιφάνειά της ανεβαίνει ψηλά, και το χώρο που αφήνει, ορμά να τον καταλάβει ο ψυχρότερος αέρας της στεριάς, η απόγειος αύρα, που λέγεται και μπουκαδούρα.

Ημερήσιοι άνεμοι, λιγότερο γνωστοί όμως και μικρότερης σημασίας, είναι οι αύρες των κοιλάδων και οι αύρες των βουνών.

**Τοπικοί Άνεμοι** που πνέουν σε ορισμένες μόνο περιοχές της Γης, για τις οποίες έχουν και ιδιαίτερη σημασία. Δημιουργούνται εξαιτίας της τοπογραφικής διαμόρφωσης αυτών των περιοχών και ορισμένων καιρικών διαταραχών. Σπουδαιότεροι από τους τοπικούς αυτούς ανέμους είναι:

α) Bora της Αδριατικής (Μπόρα). Είναι εξαιρετικά ψυχρός άνεμος που εισβάλλει από τις Δειναρικές Άλπεις στην Αδριατική, πνέει κυρίως την ψυχρή περίοδο και η ταχύτητά του υπερβαίνει μερικές φορές τους 100 κόμβους.

β) Mistral (Μιστράλ). Πνέει από την κοιλάδα του Ροδανού προς τη Μεσόγειο με ταχύτητα, πολλές φορές, πάνω από 100 μίλια / ώρα. Είναι άνεμος ψυχρός και ξερός. Δημιουργείται στο βόρειο τμήμα της Γαλλίας και πνέει κυρίως το χειμώνα και την άνοιξη.

γ) Sirocco (Σιρόκο). Εμφανίζεται κυρίως από τον Οκτώβριο ως τον Απρίλιο. Πνέει από τη Σαχάρα ή άλλες αφρικανικές ερήμους προς τη Μεσόγειο και αρχικά είναι θερμός και ξερός. Μετά τη

διέλευσή του όμως από τη Μεσόγειο και όταν φτάσει στις ακτές της Ιταλίας και της Ελλάδας, είναι πια εμπλουτισμένος με υδρατμούς και δημιουργεί ομίχλες και χαμηλές νεφώσεις.

δ) Pampero (Παμπέρο). Εξαιρετικά θυελλώδης ψυχρός άνεμος που πνέει από νοτιοδυτικά προς βορειοδυτικά στις πεδινές περιοχές της Αργεντινής και Ουρουγουάης. Εμφανίζεται κυρίως κατά το φθινόπωρο και το χειμώνα του νότιου ημισφαιρίου.

ε) Khamsin (Χαμσίν). Θερμός άνεμος που εισβάλλει στην Αίγυπτο από την Αραβία και τον κόλπο του Άντεν. Είναι ξερός και μεταφέρει λεπτή άμμο, ώστε συχνά σκοτεινιάζει ακόμα και τις μεσημβρινές ώρες. Πνέει κυρίως Φεβρουάριο, Μάρτιο, Απρίλιο για δυο ή τρεις μέρες συνέχεια.

στ) Simoon (Σιμούν). Θερμός, ξερός και μεταφέρει σκόνη. Πνέει στις ερήμους της Αφρικής και της Ασίας. Πολλές φορές ο άνεμος αυτός εισβάλλει και στα νοτιοανατολικά τμήματα της Μεσογείου.

ζ) Ετησίες (Μελτέμια). Άνεμοι με βορειοανατολικές ως βορειοδυτικές ή και δυτικές διευθύνσεις, οι οποίοι πνέουν τις θερμές εποχές του χρόνου στην ανατολική λεκάνη της Μεσογείου και κυρίως στο Αιγαίο πέλαγος. Δημιουργούνται από το υψηλό των Βαλκανίων και το χαμηλό του Πακιστάν.. Οι Ετησίες αρχίζουν κυρίως να πνέουν το Μάιο, αλλά με μικρή συχνότητα και ένταση ως τα τέλη Ιουνίου. Η έντασή τους αυξάνει από τις αρχές Ιουλίου για να φτάσει στο μέγιστό της από μέσα Ιουλίου ως τα μέσα περίπου του Σεπτεμβρίου, οπότε και αρχίζουν να εξασθενούν ως το τέλος Οκτωβρίου. Οι Ετησίες που πνέουν από τις αρχές Μάιου ως τα μέσα Ιουνίου λέγονται "πρόδρομοι". Εκείνοι που πνέουν από τα μέσα Σεπτεμβρίου ως τα τέλη Οκτωβρίου λέγονται "μετόπωροι". Τη μεγαλύτερη ένταση οι άνεμοι αυτοί την παρουσιάζουν την ημέρα και κυρίως τις απογευματινές ώρες, ενώ τη νύχτα η έντασή τους ελαττώνεται ση

η) Λίβας. Άνεμος πολύ ξερός, πολύ θερμός και πνιγρός, που προέρχεται από νότιες αέριες μάζες, οι οποίες περνώντας από το ορεινό συγκρότημα της Πίνδου χάνουν όλους τους υδρατμούς τους. Την άνοιξη ο λίβας είναι επικίνδυνος για τις καλλιέργειες, κυρίως της Θεσσαλίας και της βορειοδυτικής Μακεδονίας.

θ) Βαρδάρης. Άνεμος που προέρχεται από τα βόρεια Βαλκάνια και εισβάλλει στην Ελλάδα από την κοιλάδα του Αξιού. Είναι άνεμος ψυχρός και ξερός. Πνέει με εξαιρετική δύναμη, γι' αυτό δεν επιτρέπει την καλλιέργεια ευαίσθητων φυτών στην περιοχή του Αξιού.



## **ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ**

*Ιστοσελίδες στο Διαδίκτυο:*

<http://www.geo.auth.gr/courses/gmc/gmc318y/th/math8.html>

<http://www.neo.gr/website/ergasiamathiti/109.htm>

<http://www.aviamet.gr/cms.jsp?moduleId=006&extLang=>

<http://www.iacm.forth.gr/papers/BSc.pdf>

<http://www.martino.gr/efhmerida/fyllo9/156----->

<https://el.wikipedia.org/wiki/%CE%91%CF%84%CE%BC%CF%8C%CF%83%CF%86%CE%B1%CE%B9%CF%81%CE%B1>

<eclass.sch.gr/modules/document/.../ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΑ/ΔΟΜΗ%20ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΑ Σ.ppt>

<https://www.ecoweather.gr/pagkosmia-kykloforia-anemon>

<http://northmeteo.gr/geniki-kykloforia-tis-atmosfairas-meros-1/>

<http://northmeteo.gr/geniki-kykloforia-tis-atmosfairas-meros-3/>

<http://northmeteo.gr/geniki-kykloforia-tis-atmosfairas-meros-4/>

<https://maredu.gunet.gr/modules/document/file.php/KESENP133/%CE%A3%CE%B7%CE%BC%CE%B5%CE%B9%CF%8E%CF%83%CE%B5%CE%B9%CF%82%20%CE%9D%CE%B1%CF%85%CF%84%CE%B9%CE%BA%CE%AE%CF%82%20%CE%9C%CE%B5%CF%84%CE%B5%CF%89%CF%81%CE%BF%CE%BB%CE%BF%CE%B3%CE%AF%CE%B1%CF%82%20%CE%9A%CE%95%CE%A3%CE%95%CE%9D%20%CE%92%20%CE%A0%CE%BB%CE%BF%CE%B9%CE%AC%CF%81%CF%87%CF%89%CE%BD.pdf>

<https://el.wikipedia.org/wiki/%CE%91%CF%84%CE%BC%CE%BF%CF%83%CF%86%CE%B1%CE%B9%CF%81%CE%B9%CE%BA%CE%AE%CE%BA%CF%85%CE%BA%CE%BB%CE%BF%CF%86%CE%BF%CF%81%CE%AF%CE%B1#%CE%A0%CE%B1%CF%81%CE%B1%CF%80%CE%BF%CE%BC%CF%80%CE%AD%CF%82>

<https://www.ecoweather.gr/barometriko-xamilo-kai-ypsilo>

*Βιβλίο:*

ΝΑΥΤΙΚΗ ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΑ ΕΚΔΟΣΕΙΣ ΙΔΡΥΜΑ ΕΥΓΕΝΙΔΟΥ 1954